

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS



TESIS DOCTORAL

**Estudio mineralógico y genético de la fracción fina del Trias
español**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Manuel Antonio Caballero López-Lendinez

DIRECTOR:

J. L. Martín Vivaldi

Madrid, 2015



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE



5325263296

T
1236

ESTUDIO MINERALOGICO Y GENETICO DE LA FRACCION
FINA DEL TRIAS ESPAÑOL

Memoria presentada para aspirar al grado de Doctor en Cienci
cias (Sección Geològicas)

por

Manuel Antonio Caballero Lòpez-Lendinez

Trabajo dirigido por el Prof.
Dr. Juan L. Martin Vivaldi

Madrid, Septiembre, 1972

AGRADECIMIENTO

Quiero testimoniar mi agradecimiento a quien durante estos años de trabajo ha realizado la difícil tarea de ser amigo y maestro, el Prof. Dr. D. Juan Luis Martin Vivaldi, Catedrático y Director del Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Mineralotecnia de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Madrid.

Asi mismo deseo manifestar mi gratitud a mis compañeros los Profesores Dr. D. José M^a Martin Pozas, D. Emilio Galán Huertos y D. Francisco López Aguayo, por la ayuda prestada, tanto durante la ejecución del trabajo como en la discusión de los resultados.

Igualmente quiero hacer llegar este sentimiento a la Dra. Virgili Rodon y al Dr. Sanchez de la Torre, Catedráticos de Estratigrafía de la Universidad de Madrid y Oviedo respectivamente, por la gentileza que han tenido no solo al cederme parte de las muestras para su estudio, sino de discutir y orientarme en los intrincados problemas de la sedimentología y estratigrafía triásica, tan bien conocidos por ellos.

A los Profesores Drs. D. J. P. Alonso y J. Galvan ambos del C. S. I. C. por la amabilidad que han tenido al realizar el estudio por microscopía electrónica de algunas muestras

seleccionadas y por su contribuciòn al estudio de la morfología de los minerales triàsicos.

Por ùltimo he de hacer constar mi agradecimiento a todas aquellas personas que de una u otra manera han contribuido a la realizaciòn de este trabajo y al Ministerio de Educaciòn y Ciencia que me concedio una beca de "Iniciaciòn a la Investigaciòn", durante la realizaciòn del mismo, sin la cual hubiese sido imposible el llevarlo a cabo.

I N D I C E

ESTUDIO MINERALOGICO Y GENETICO DE LA FRACCION FINA
DEL TRIAS ESPAÑOL

	<u>Pàgina</u>
I. <u>INTRODUCCION</u>	1
1.1. OBJETO DEL TRABAJO.....	2
1.2. ANTECEDENTES.....	4
1.2.1. Los minerales de la arcilla simples.....	4
1.2.2. Los minerales de la arcilla interestratificados.....	34
1.2.3. Gènesis de los minerales de la arcilla en cuencas sedimentarias.....	52
1.2.4. El ambiente de la sedimentaciòn Triàsica.....	62
1.2.5. Antecedentes Mineralògicos del Trias Español.....	66
1.3. MINERALES SIMPLES E INTERESTRATIFICADOS DEL TRIAS ESPAÑOL.....	69
II. <u>MATERIAL Y METODOS EXPERIMENTALES</u>	106
2.1. DESCRIPCION DE LOS AFLORAMIENTOS Y LAS MUESTRAS ESTUDIADAS.....	107
2.1.1. El Triàsico de la Cuenca Asturiana.....	107
2.1.2. El Triàsico de la Cordillera Ibèrica.....	120
2.1.3. El Triàsico de la Zona Prebètica.....	126
2.1.4. El Triàsico de la Zona Subbètica.....	134

	<u>Pàgina</u>
2.2. METODOS EXPERIMENTALES.....	141
2.2.1. Toma de muestras.....	141
2.2.2. Preparaciòn de las muestras.....	141
2.2.3. Eliminaciòn de carbonatos.....	141
2.2.4. Eliminaciòn de materia orgànica.....	142
2.2.5. Extracciòn de la fracciòn fina.....	142
2.2.6. Homogeneizaciòn del complejo de cambio.....	143
2.2.7. Estudio por difracciòn de Rayos-X.....	143
2.2.8. Estudio por A. T. D.....	147
2.2.9. Estudio por Microscopia electrònica.....	148
 III. <u>RESULTADOS EXPERIMENTALES</u>	 149
3.1. EL TRIASICO DE LA CUENCA ASTURIANA. RESUL- TADOS EXPERIMENTALES.....	 150
3.1.1. Serie de Ambas. Difracciòn de Rayos-X.....	150
3.1.2. Serie de Ambas. A. T. D.....	154
3.1.3. Serie de Ambas. Microscopia Electrònica.....	157
3.1.4. Serie de Ambas. Conclusiones.....	159
3.1.5. Serie de Bazanes. Difracciòn de Rayos-X.....	161
3.1.6. Serie de Bazanes. A. T. D.....	164
3.1.7. Serie de Bazanes. Microscopia Electrònica.....	164
3.1.8. Serie de Bazanes. Conclusiones.....	166
3.1.9. Serie de Camoca. Difracciòn de Rayos-X.....	166
3.1.10 Serie de Camoca. A. T. D.....	172
3.1.11. Serie de Camoca. Microscopia Electrònica.....	174

	<u>Pàgina</u>
3.1.12. Serie de Camoca. Conclusiones.....	176
3.1.13. Serie de E. de Villaviciosa. Difracciòn de Ra- yos-X.....	178
3.1.14 Serie de E. de Villaviciosa. A. T. D.....	183
3.1.15. Serie de E. de Villaviciosa. Microscopìa Electrò- nica.....	186
3.1.16. Serie de E. de Villaviciosa. Conclusiones.....	186
3.1.17. Serie de Montaña. Difracciòn de Rayos-X.....	189
3.1.18. Serie de Montaña. A. T. D.....	197
3.1.19. Serie de Montaña. Microscopìa Electrònica.....	197
3.1.20. Serie de Montaña. Conclusiones.....	199
3.1.21. Serie de Viñon. Difracciòn de Rayos-X.....	201
3.1.22. Serie de Viñon. A. T. D.....	206
3.1.23. Serie de Viñon. Microscopìa Electrònica.....	206
3.1.24. Serie de Viñon. Conclusiones.....	206
3.2. EL TRIASICO DE LA CORDILLERA IBERICA. RE- SULTADOS EXPERIMENTALES.....	208
3.2.1. Serie de Puerto de Horna. Difracciòn de Rayos-X...	208
3.2.2. Serie de Puerto de Horna. A. T. D.....	228
3.2.3. Serie de Puerto de Horna. T. G.....	231
3.2.4. Serie de Puerto de Horna. Microscopìa Electrònica.	233
3.2.5. Serie de Puerto de Horna. Conclusiones.....	234
3.3. EL TRIASICO DE LA ZONA PREBETICA. RESULTA- DOS EXPERIMENTALES.....	238
3.3.1. Serie de Cerro Mortero. Difracciòn de Rayos-X....	238

	<u>Pàgina</u>
3.3.2. Serie de Cerro Mortero. A. T. D.....	224
3.3.3. Serie de Cerro Mortero. Microscopia Electrònica..	246
3.3.4. Serie de Cerro Mortero. Conclusiones.....	246
3.3.5. Serie de Chiclana de Segura. Difracciòn de Ra- yos-X.....	249
3.3.6. Serie de Chiclana de Segura. A. T. D.....	252
3.3.7. Serie de Chiclana de Segura. Microscopia Electrò- nica.....	252
3.3.8. Serie de Chiclana de Segura. Conclusiones.....	254
3.3.9. Serie de Hornos. Difracciòn de Rayos-X.....	254
3.3.10. Serie de Hornos. A. T. D.....	254
3.3.11. Serie de Hornos. Microscopia Electrònica.....	259
3.3.12. Serie de Hornos. Conclusiones.....	259
3.4. EL TRIASICO DE LA ZONA SUBBETICA. RESULTADOS EXPERIMENTALES.....	261
3.4.1. Serie de Sta. Lucia. Difracciòn de Rayos-X.....	261
3.4.2. Serie de Sta. Lucia. A. T. D.....	265
3.4.3. Serie de Sta. Lucia. Microscopia Electrònica.....	267
3.4.4. Serie de Sta. Lucia. Conclusiones.....	267
3.4.5. Serie de Cabra de Sto. Cristo. Difracciòn de Ra- yos-X.....	270
3.4.6. Serie de Cabra de Sto. Cristo. A. T. D.....	275
3.4.7. Serie de Cabra de Sto. Cristo. Microscopia Elec- trònica.....	275
3.4.8. Serie de Cabra de Sto. Cristo. Conclusiones.....	277

	<u>Página</u>
IV. <u>DISCUSION Y CONCLUSIONES</u>	279
4.1. LA GENESIS DE LOS MINERALES ARCILLOSOS EN CUENCAS SEDIMENTARIAS TRIASICAS ESPAÑOLAS..	280
4.1.1. Minerales heredados.....	280
4.1.2. Minerales heredados. Conclusiones.....	287
4.1.3. Minerales transformados.....	288
4.1.4. Minerales transformados. Conclusiones.....	304
4.1.5. Minerales Neoformados.....	307
4.1.6. Minerales Neoformados. Conclusiones.....	309
4.2. LA DISTRIBUCION DE LOS MINERALES DE LA AR- CILLA EN LAS CUENCAS TRIASICAS ESTUDIADAS..	310
4.2.1. Cuenca Asturiana.....	310
4.2.2. Cordillera Ibèrica. Sector de Puerto de Horna.....	312
4.2.3. Zona Prebètica.....	314
4.2.4. Zona Subbètica.....	315
4.3. VISION GENERAL DE LA SEDIMENTACION TRIASI- CA EN CUENCAS ESPAÑOLAS.....	316
4.4. CONCLUSIONES FINALES.....	319
V. <u>BIBLIOGRAFIA</u>	327

II

INTRODUCCION

1. 1. - OBJETO DEL TRABAJO. -

La Mineralogía de la fracción fina de los sedimentos triásicos españoles, había sido estudiada por numerosos autores, pero siempre presentando aspectos muy parciales del problema: Por ello cuando iniciamos el presente estudio nos propusimos ofrecer una visión general del mismo, que nos permitiera establecer relaciones similares a las que en la actualidad son posibles realizar en el Trias de Francia, Alemania, Inglaterra o Marruecos.

Tales relaciones podrían establecerse tras conseguir una serie de objetivos, entre los que hay que destacar en primer lugar, el conocimiento de la mineralogía de la fracción arcilla, así como del análisis semicuantitativo de las fases cristalinas que la integran.

A partir del conocimiento de la mineralogía tanto en su aspecto cualitativo como cuantitativo, debía establecerse las diferentes posibilidades de génesis de las especies, es decir su clasificación como minerales heredados, neoformados o transformados.

Posteriormente y una vez conocida la gènesis era necesario fijar las condiciones bajo las cuales se habían formado tales minerales, así como su distribución en el tiempo y en el espacio en las diferentes cuencas de sedimentación. Con ello pretendíamos establecer las condiciones imperantes en las áreas fuente y en las cuencas en el momento del depósito y finalmente estudiar los fenómenos postsedimentarios que los habían afectado y que podían inducir a la obtención de conclusiones erróneas.

Creemos que gran parte de los objetivos propuestos han sido cubiertos, con ello no queremos decir que todos los problemas que presenta la mineralogía y la genesis de los minerales arcillosos del Trias hayan sido resueltos y nuevas investigaciones no deban ser emprendidas, al contrario muchos problemas creemos han sido solucionados, pero nuevas incognitas han sido puestas al descubierto y sobre ellas han de concentrarse futuras investigaciones, para de esta manera ir engarzando uno a uno los eslabones de la larga cadena que constituye la ciencia y el conocimiento.

1.2. - ANTECEDENTES

1.2.1. LOS MINERALES DE LA ARCILLA SIMPLES. -

A) ESTRUCTURA.

Micas. - En 1928 MAUGUIN aplica por primera vez los métodos ya clásicos del cristal giratorio y de LAUE sobre unas hojas de mica, y consigue medir con bastante precisión los intervalos entre los planos (001) llegando a la conclusión de que las distancias entre dichos planos es bastante cercana a 10 \AA y que su estructura puede ser representada por un apilamiento de láminas, láminas que resultan de la repetición indefinida por traslación de un motivo cristalino. Establece la fórmula atómica de este motivo cristalino, indicando que en él, se encuentran 12 átomos de oxígeno y que las diferentes composiciones químicas en las micas, se deben a los átomos electropositivos que se pueden distribuir en los espacios libres, entorno a los átomos de oxígeno, sin modificar la infraestructura de estos minerales.

PAULING (1930) basandose en los resultados de MAUGUIN y en las estructuras ya conocidas de la gibbsita, brucita, tridimita- y cristobalita-, expone por primera vez un esquema estructural de las micas, asignandoles una estructura laminar, en la que cada lámina está formada por una capa de octaedros Al-O y de dos capas de tetraedros Si-O. La capa octaédrica está constituida por dos capas de átomos de oxígeno, que forman vértices de los tetraedros, y de grupos hidroxilos dispuestos en empaquetamiento compacto. En los huecos existentes entre cada seis átomos de oxígeno OH vecinos, se se coloca un átomo de Al en posición exacoordinada. La capa tetraédrica está formada por un retículo de tetraedros de oxígeno; todos

estos tetraedros, tienen su base en un mismo plano y estan orientados en una misma direcciòn. Los centros de los tetraedros son ocupados por àtomos de silicio o de aluminio, en posiciòn tetracoordinada.

JACKSON y WEST (1931, 1933) completan el estudio de la moscovita, confirmando los resultados de MAUGUIN y PAULING, precisan los parametros de la celda unidad y determinan el grupo espacial. Introducen por fin el esquema al cual estamos acostumbrados en los tratados modernos: hojas Te-Oc-Te unidas entre si por iones K .

Clorita. - ORCEL (1927) basandose en analisis quimicos de cloritas llega a determinar que este es un grupo bastante complejo y muy heterogeneo. La determinaciòn de la "malla cristalina" realizada por MAUGUIN (1928, 1930) da una unidad a este, hasta entonces desconocido grupo. Determina la celdilla unidad monoclinica en la que las distancias entre los planos elementales es de $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$. Hace constar que al igual que en el caso de las micas, el nùmero de àtomos de oxigeno en la celdilla unidad es constante y posee 18 de ellos.

PAULING (1930) en funciòn de los analisis quimicos y de los parametros de la celda unidad presenta una estructura formada por l àminas elementales, similares a las de las micas, compuestas por una capa octaedrica y dos capas tetraedricas. Estas capas estan unidas entre si, a diferencias de las micas, por una capa brucitica $\text{Mg}(\text{OH})_2$, siendo el espesor del edificio cristalino de $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$.

MAC MURCHY (1934) confirma los resultados de PAULING y da un espesor a la celdilla unidad de $28 \overset{\circ}{\text{\AA}}$, es decir dos hojas elementales y determina el modo de apilamiento de las hojas.

Montmorillonita. - HOFFMAN, ENDELL y WILM (1933) determinan que la estructura de las hojas de la montmorillonita es idéntica a las de pirofilita, tal como PAULING (1930) había imaginado. La estructura de la pirofilita determinada por GRUNER (1934) está formada por una capa de aluminios en posición octaédrica entre dos capas de silicios en posición tetraédrica. La distancia entre las hojas eléctricamente neutras en la montmorillonita es mayor que en la pirofilita. El espesor de la celdilla unidad en la montmorillonita es de 14 \AA .

Estos autores hacen constar que el espaciado de 14 \AA no es constante, sino que depende del estado de hidratación del mineral y que cuando este es calentado a alta temperatura su diagrama de difracción de rayos-X se parece al de la pirofilita.

Posteriormente MARSHALL (1935) confirma la estructura Te-Oc-Te de la montmorillonita y hace constar la existencia de sustituciones iónicas dentro de las capas. Así, el aluminio de los octaedros es en parte reemplazado por magnesio en la montmorillonita s. e. , y totalmente reemplazado por el hierro en las nontronitas; por otro lado, el silicio de los tetraedros está en parte sustituido por aluminio en la beidellita. Estas sustituciones provocan desequilibrios eléctricos dentro de las capas; las cargas eléctricas negativas, creadas, son compensadas por iones positivos mono o bivalentes.

HENDRICKS (1942) determina que la capacidad de cambio de la montmorillonita está determinada, por dos factores que mantienen la neutralidad eléctrica de las capas:

- La existencia de $1/3$ de carga negativa por doce iones oxígeno.
- La compensación de este tercio de carga, por cationes ex-

ternos a las capas y cambiables.

En conclusiòn, se puede representar la estructura de la montmorillonita como una sucesiòn de capas Te-Oc-Te, separadas unas de otras por un espacio interfoliar en el cual se sitúan los cationes de cambio, asociados a molèculas de agua.

Vermiculita. - GRUNER en (1834) establece la estructura de este mineral definiendola como formada por un apilamiento de hojas tipo mica, Te-Oc-Te, neutras al igual que en el talco, ligadas unas a otras por ocho molèculas de agua por celdilla unidad. En este apilamiento, cada hoja està desplazada con respecto a la precedente un vector igual a $1/3$ a b y paralelamente al eje a .

HENDRICKS y JEFFERSON (1938) confirman la estructura Te-Oc-Te de la vermiculita, determinan los valores de los parametros de la celdilla unidad y determinan otro desplazamiento desordenado en la direcciòn del eje b , ademàs del descrito por GRUNER.

Caolinita. - GRUNER en 1932 determina que la estructura de este mineral està formada por hojas constituidas por dos capas Te-Oc y no por tres capas Te-Oc-Te como en las micas y las cloritas, y que su celdilla unidad es monoclinica.

Esta estructura, que respondía bastante bien a las propiedades de la caolinita, fue aceptada hasta 1946, en que BRINDLEY y ROBINSON estudiando diagramas de polvo muy detalladamente observaron líneas de difracciòn, no descritas por GRUNER, que no correspondían a una simetría monoclinica y si a una simetría triclinica. La disposiciòn de capas tetraedricas y octaedricas descrita por él se confirma, así como la posiciòn de los iones Al en la capa octaédrica ocupando dos lugares de cada tres.

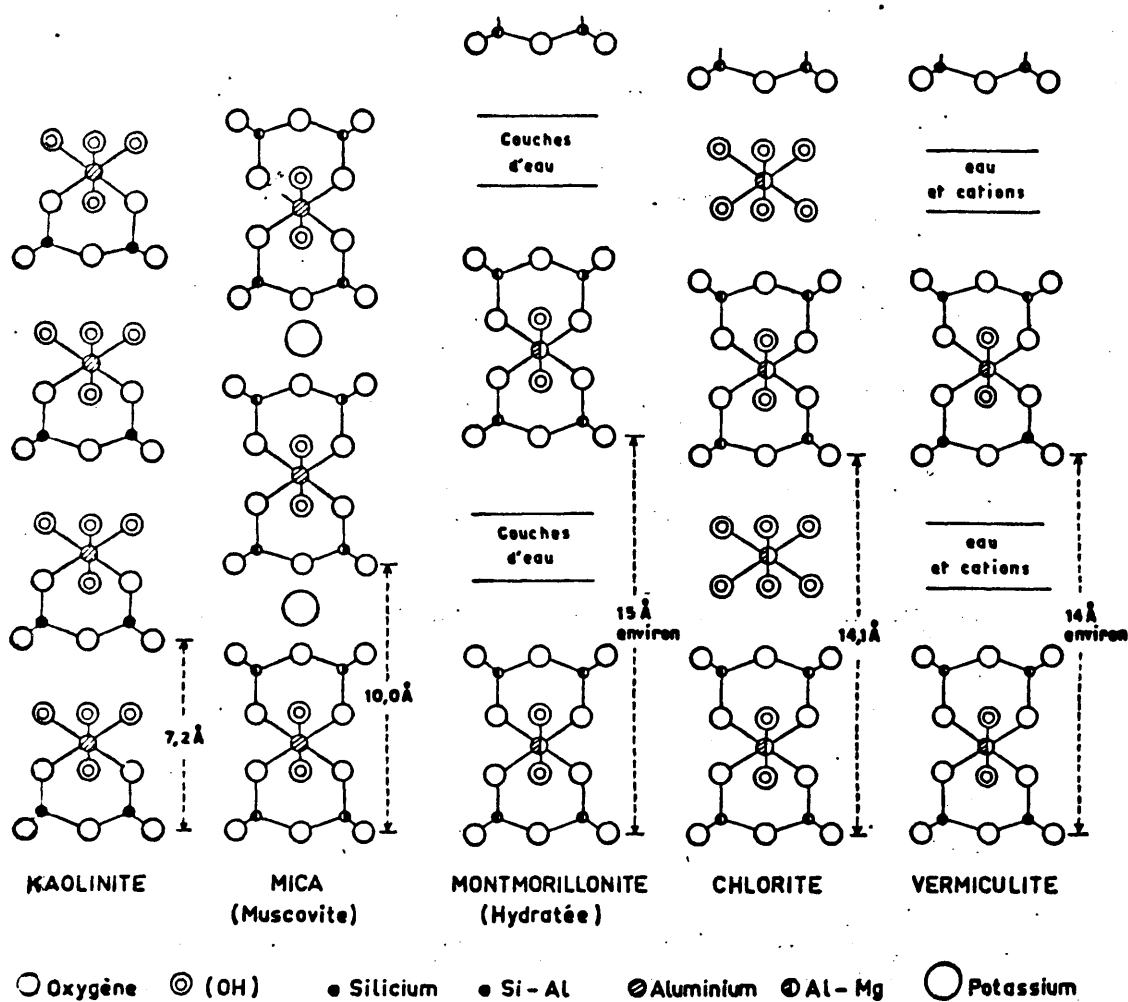


Fig. 1 . - Representacion esquematica de la estructura de los principales minerales laminares (Segun Brindley, 1951) (Tomada de Millot, 1964)

Paligorskitas. - La estructura de estos minerales ha permanecido durante largo tiempo indeterminada. LONGCHAMBON (1937) propuso una estructura en cadena tipo anfíbol. En 1938 LAPPARENT estima que pese al aspecto fibroso de estos minerales, se les podía atribuir una estructura laminar.

BRADLEY (1940) da por primera vez una interpretación estructural completa de atapulgita. Este mineral está formado por la asociación de dos capas tetraédricas y una octaédrica formando una lámina Te-Oc-Te, pero en este caso estas láminas no son indefinidas, como en el caso de los minerales laminares verdaderos, sino que forman bandas estrechas, alargadas en un solo sentido. Un corte según (001), transversal a ciertas bandas, muestra que la capa octaédrica contiene cinco posiciones y que está rodeada por dos capas tetraédricas en cuatro posiciones, esto corresponde a la asociación de dos cadenas de tipo anfíbol.

Cada banda así formada está ligada a cuatro vecinas, por los átomos de oxígeno pertenecientes a los tetraedros de sus aristas. En los canales existentes entre las bandas se sitúan cadenas de moléculas de agua o de cationes de cambio.

NAGY y BRADLEY (1955) proponen una estructura para la sepiolita parecida a la de la atapulgita, salvo que las bandas, que poseen 9 posiciones octaédricas, están unidas a sus vecinas por una arista de tetraedro.

BRAUNER y PREISINGUER (1956) determinan que la diferencia esencial entre sepiolita y atapulgita reside en el número de posiciones octaédricas existentes dentro de las bandas Te-Oc-Te, siendo de 9 posiciones para la sepiolita y de ocho para la atapulgita.

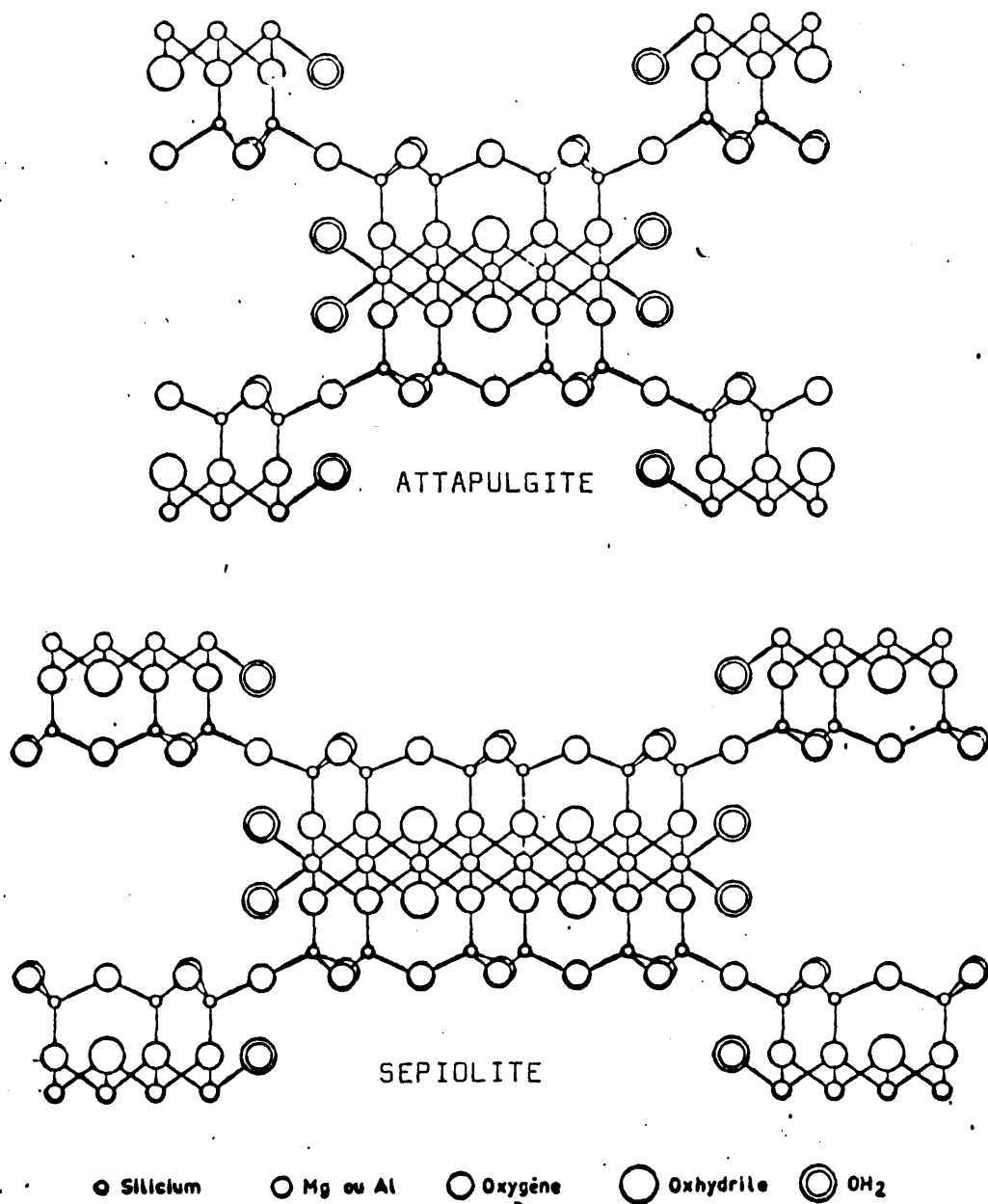


Fig. 2. - Estructura esquematica de la sepiolita (Brauner y Preisinger, 1956) y de la atapulgita (Bradley, 1940) (Tomadas de Millot, 1964).

En resumen, de esta primera vision de las estructuras de los minerales simples de la arcilla podemos deducir los siguientes resultados.

- Todos los minerales arcillosos poseen una estructura formada por la asociaciòn de tetraedros de silice y de octaedros de aluminio.

- Todos los minerales laminares, salvo los del grupo de la caolinita que estan formados por la asociaciòn de una capa tetraedrica y una octaedrica, estan formados por l minas Te-Oc-Te (figura 3); y no se diferencian mas que por la distancia que separa dos l minas vecinas y por su composición qu mica.

- La sepiolita y la atapulgita, minerales llamados "fibrosos", estan formados por un modelo similar al de los minerales laminares ecepto que las l minas Te-Oc-Te, no se desarrollan nada más que una direcci n formando bandas que estan unidas entre si por sus aristas (figura 4).

B) LAS DEFORMACIONES DE LAS REDES CRISTALINAS.

El avance de la ciencia y la técnica en los últimos años ha permitido la aplicación de c lculos y medios mucho más precisos al estudio de las l minas Te-Oc-Te y Te-Oc de los silicatos laminares y fibrosos, y ha demostrado que los modelos estructurales propuestos se desviaban muchas veces a la realidad.

Asi MATHIESON y WALKER en 1954, estudian la vermiculita y precisan los parametros y las distancias inter-atómicas en las l minas silicatadas, encontrando, que las cifras obtenidas no concuerdan con las calculadas para una red ideal hexagonal de oxigenos. En tal tipo de red los oxígenos que constituyen los planos de la base de los tetraedros, est n situados en los v rtices de un exagono, formado por la interpenetración de dos triangulos equilateros iguales,

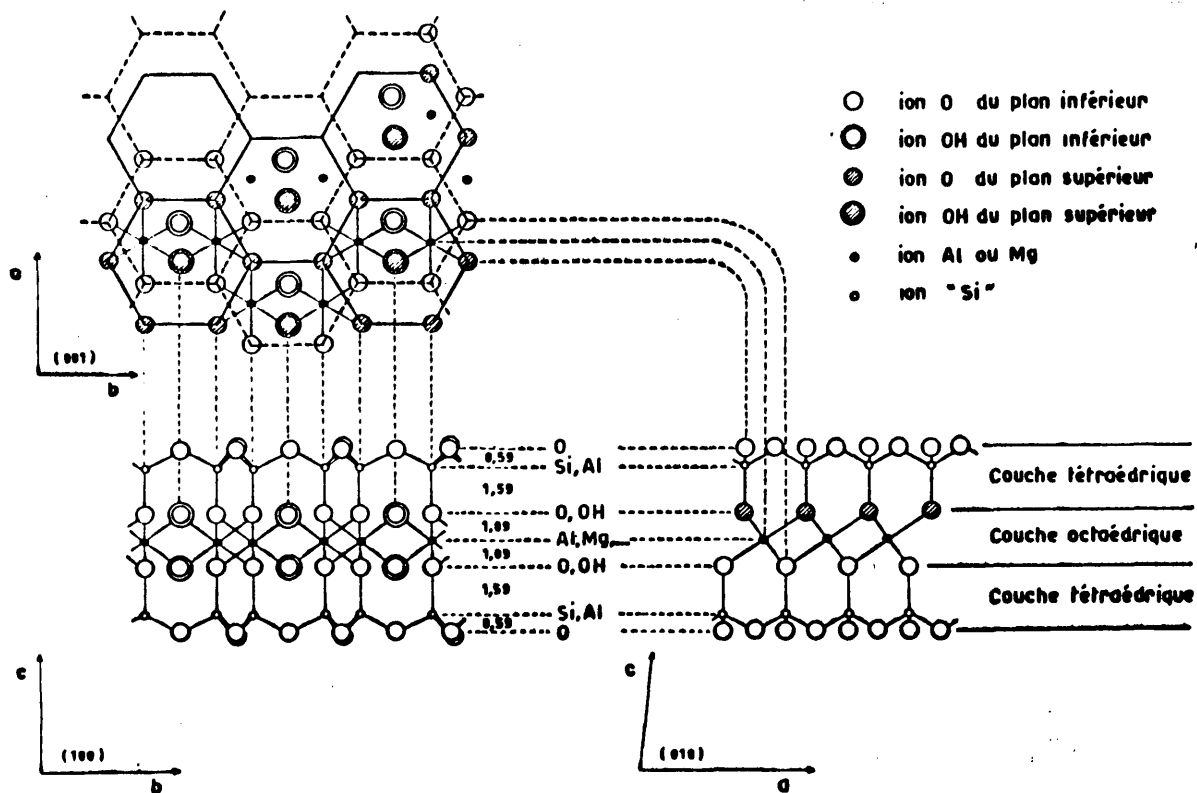


Fig. 3. - Proyeccion de una lamina Te-Oc-Te sobre los tres planos principales del reticulo. (Tomada de Lucas, 1962)

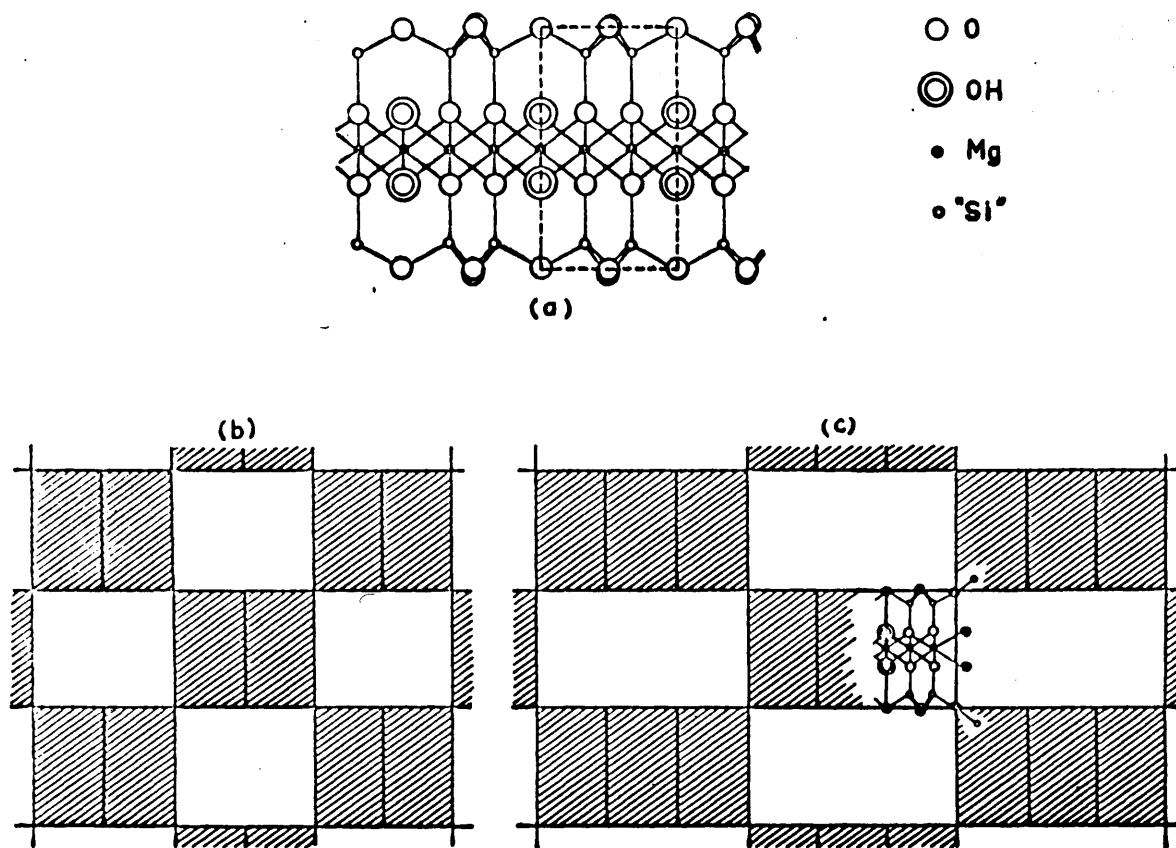


Fig. 4. - Relacion entre la estructura laminar (a) y la estructuras de la sepiolita (b) y la atapulgita (c).

y cuyo lado tiene un valor de $4,59 \overset{\circ}{\text{\AA}}$. La vermiculita presenta dos triangulos equiláteros desiguales interpenetrados, en los que los lados tienen unas dimensiones de $4,35 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ y $4,84 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ respectivamente. Los exagonos así formados son irregulares y poseen un eje de simetría de orden tres. Esta distorsión es provocada por una rotación de $5 \frac{1}{2}^\circ$ de los tetraedros en torno a un eje que pasa por un vertice.

Posteriormente en 1956, NEWNHAM y BRINDLEY, estudian la dikita y encuentran también una distorsión del reticulo de oxigenos. Distorsión semejante es encontrada por RADOSLOVICH (1960) en la moscovita, en esta mica la rotación de los tetraedros es de 13° y los lados de los triangulos interpenetrados tienen en este caso un valor de $3,9 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ y $5,1 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ respectivamente (figura 5). Esta distorsión es la más importante de las observada en los silicatos laminares. RADOSLOVICH estima que esta creada por desajuste entre la capa tetraédrica y octaédrica. Observa además que la dilatación de la capa octaédrica entraña una reducción de su espesor, tal como BRADLEY (1959) había supuesto; así, para la gibsita el espesor de esta capa es de $2,53 \overset{\circ}{\text{\AA}}$, mientras que para la moscovita es de $2,12 \overset{\circ}{\text{\AA}}$. En otros estudios menos precisos e incluso menos completos aparecen también distorsiones similares, para otros minerales laminares. STEINFINK (1958) describe una distorsión para la clorita, cuyos valores son puestos en duda (MATHIESON y COL. 1959), pero no obstante es admitido el fenómeno de la distorsión.

TAKEUCHI y SADANAGA (1959) observan idéntica deformación en la xantofilita. COWLEY y GOSMANI (1961) estudian por difracción electrónica la montmorillonita y sus resultados no son mucho más seguros que los obtenidos anteriormente por otros autores. Ellos piensan que la red de oxigenos está deformada al igual que en

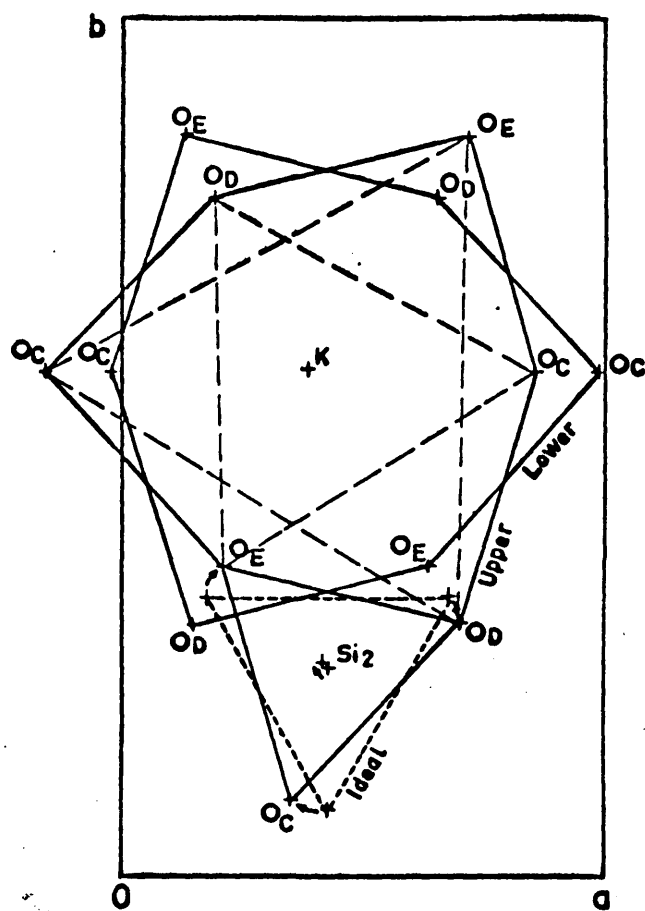


Fig. 5. - Deformacion del reticulo de la Moscovita (Radoslovich, 1960)

otros minerales laminares y que esta deformación desaparece después de la adición de glicol; este produce una dilatación de a y b quedando la estructura muy próxima a la del oxígeno ideal.

En resumen, todos los minerales laminares, parecen estar distorsionados, y esta distorsión varía con la composición química de las láminas. Cada especie mineral se diferencia de las restantes por el valor del ángulo de rotación de los tetraedros, es decir por un valor diferente en el tamaño de la capa tetraédrica.

C) LOS ESPACIOS INTERLAMINARES.

Los minerales laminares, excluyendo a la caolinita, están formados por láminas Te-Oc-Te, cuyo espesor oscila en torno a los $6,5 \text{ \AA}$ y su dimensión a lo largo del eje c, varía desde aproximadamente 10 \AA para las micas a $14-15 \text{ \AA}$ para las esmectitas. Esta diferencia es debida a la distancia que separa las láminas, o sea, a los espacios interlaminares. Estos espacios pueden existir y estar ocupados bien por iones diversos o por moléculas de agua que actúan de puntos de unión, o no pueden existir, en cuyo caso las láminas están unidas directamente las unas a las otras.

La composición y la estructura de estos espacios interlaminares es característica de cada grupo de minerales laminares.

Caolinita. - En la caolinita no existen espacios interlaminares. Las láminas se unen directamente entre ellas por uniones de tipo hidroxilo. La escuela de BRINDLEY (BRINDLEY y ROBINSON, (1946); NEWNHAN y BRINDLEY, (1956); BRINDLEY y NAKAHIRA (1958) han demostrado que cuando se superponen dos láminas, se acopla un grupo oxidrilo de la capa octaédrica de una de ellas con un

àtomo de oxígeno de la capa tetraédrica de la otra lámina. Las láminas están superpuestas de tal manera que todas las distancias O - OH son iguales y de valor $2,89 \overset{\text{O}}{\text{\AA}}$ en la estructura real, es decir, en la distorsionada.

Moscovita. - En la moscovita dos láminas Te-Oc-Te están exactamente superpuestas, quedando un gran espacio libre en la cavidad formada por 2 exágonos situados uno debajo del otro. En esta cavidad se sitúan iones K, para compensar la carga de la red, que están rodeados por 12 átomos de oxígeno a los cuales se unen en coordinación 12. En la estructura real, los exágonos están deformados y los iones K están rodeados de dos grupos de oxígenos en los que la distancia media es de $2,81 \overset{\text{O}}{\text{\AA}}$ para los más próximos, y $2,39 \overset{\text{O}}{\text{\AA}}$ para los más lejanos. Estos iones K mantienen las láminas ligeramente separadas al mismo tiempo que las unen fuertemente (RADOSLOVICH, 1960).

Clorita. - Hemos visto con anterioridad, al hablar de la estructura, que la clorita está formada por la intrestratificación regular de lámina Te-Oc-Te y de láminas brucíticas, las capas brucíticas, realizan en este mineral el papel de elementos interlaminares, al igual que el K en la moscovita. Estas capas brucíticas están formadas por octaedros cuyos vértices están ocupados por átomos de oxígeno y sus centros por átomos de Mg y Al en proporciones variables. Cada capa brucítica ocupa una posición determinada con respecto a la capa silicatada, de tal manera que sus iones oxígeno se encuentran en la vertical de los iones Mg. que son el centro de los octaedros de la lámina silicatada adyacente (MATHIESON, 1958).

La unión entre las láminas silicatadas y brucíticas es muy fuerte e impide la penetración de iones extraños. Por ello la

clorita es estable a los tratamientos con glicol y no presenta propiedades de cambio de base.

Puede ocurrir algunas veces, que la capa brucítica esté incompleta y sea discontinua disponiéndose a modo de "pilares" entre las láminas silicatadas, en cuyo caso las fuerzas de unión creadas por estos "pilares" son insuficientes para impedir la penetración del glicol entre las láminas, pero el contrario, si son suficientes para impedir el colapso de la estructura frente al calentamiento. Este tipo de cloritas imperfectas han sido denominadas cloritas hinchables (BRINDLEY 1961).

Montmorillonita. - Las láminas de la montmorillonita no poseen nada más que débiles cargas negativas. Estas cargas son compensadas por iones que se sitúan entre ellos. Las fuerzas de unión creadas por estos iones interlaminares son débiles, al mismo tiempo estos son fácilmente cambiables y no pueden mantener el espaciado interlaminar fijo, dependiendo de la naturaleza del ión compensador o bien de las moléculas orgánicas que adsorban. En estado natural la montmorillonita contiene una o dos capas de agua entre las láminas dando espaciados que oscilan entre 12 a 14 Å.

Vermiculita. - Al igual que la montmorillonita, la vermiculita posee un espaciado interlaminar variable que es ocupado por cationes cambiables o por moléculas de agua.

La vermiculita Mg, que ha sido estudiada con detalle por MATHIESON y WALKER (1954) y MATHIESON (1858), presenta una organización en la capa interlaminar semejante a la de las cloritas.

- Las molèculas de agua estàn dispuestas a cada lado de los cationes centrales formando una capa que està situada a una distancia de $2,84 \overset{0}{\text{\AA}}$ de la superficie formada por los oxígenos de las làminas si licatadas.

- Los iones Mg ocupan los centros de los octaedros cuyos vèr-tices se encuentran ocupados por molèculas de agua.

- Las molèculas de agua se encuentran encima de los alumi-nios octaedricos de las làminas silicatadas y los cationes de cambio encima de los silicios tetraedricos.

- De los espacios interlaminares, $1^{1/3}$ de los lugares posibles son ocupados por los cationes cambiables y $2/3$ son ocupadas por mo-lèculas de agua.

D) EL POLIMORFISMO EN LOS SILICATOS LAMINARES.

HENDRICKS y JEFFERSON (1939), aplican el mèto-do de WEISSENBERG al estudio de las micas, y hacen notar que no to-das ellas poseen el mismo nùmero de làminas en la celdilla unidad, definiendo de esta manera el polimorfismo de las micas, e indicando que junto a la estructura de dos làminas definida por MAUGUIN, pue-den existir celdillas con 1, 3, 6, e incluso 24 làminas.

Posteriormente SMITH y YODER en 1956 explican el mecanismo de este polimorfismo y determinan el nùmero teòrico de polimorfos que pueden existir, siendo estos los siguientes:

Todas las capas estàn apiladas en el
mismo sentido..... 1M (monoclínico)
La rotaciòn es alternativamente de
+120° y de -120° $2M_1$
La rotaciòn es siempre de +120° 3T (trigonal)

La rotaciòn es alternativamente de

+60° y de -60° $2M_2$

La rotaciòn es siempre de +60° 6H (hexagonal)

La rotaciòn es de +180° 2O (ròmbico)

En la figura 6 aparecen representados graficamente los casos citados anteriormente para la moscovita así como la equivalencia entre las posiciones 60° y 300° , y 120° y 240° .

Un séptimo caso debe ser añadido a los anteriores y es aquél en el que existe un desorden completo, las capas exagonales se suceden con cualquier rotaciòn. La forma que así se obtiene es denominada 1 Md.

En el caso concreto de la moscovita solo se conoce los polimorfos 1 Md, 1M, $2M_1$, 3T es decir aquellos casos en los que las rotaciones son cualesquiera, nulas o iguales a 120° .

En el grupo de la caolinita, numerosos autores han indicado que la caolinita, la dikita y la nacrita pueden ser consideradas como tres polimorfos que se distinguen entre si por el modo de apilamiento de sus l`aminas contenidas en la celdilla unidad. Si usamos la nomenclatura empleada para las micas su denominaciòn ser`ia 1T para la caolinita bien ordenada, 2M para la dikita y 6O para la nacrita.

BRINDLEY y Col. (1950) estudian el polimorfismo en la clorita e indican que pueden existir tres estructuras distintas L, M y N correspondientes a un desplazamiento de la capa tetraedrica superior, igual a $a/3$ a lo largo de a_1 , a_2 ò a_3 , con respecto a la capa tetraedrica inferior, a_1 , a_2 y a_3 son tres ejes que forman entre si un `angulo de 120° . Las l`aminas se pueden

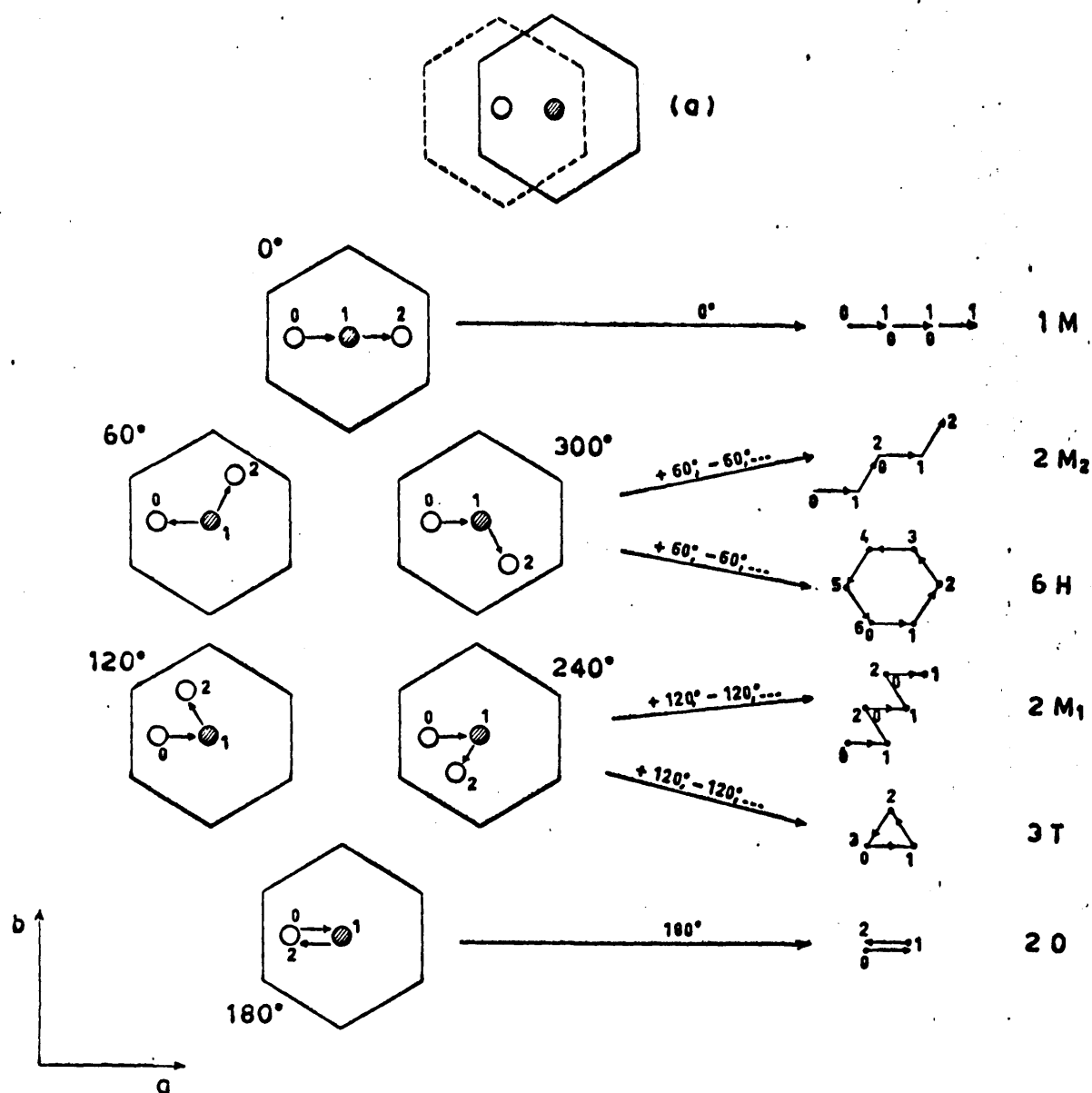


Fig. 6. - Polimorfismo de la moscovita (segun Smith y Yoder, 1956). Los círculos representan los iones K interlaminares. En el esquema (a), el círculo en blanco representa el ion K situado entre el exagono superior (trazo continuo) y el exagono inferior (rayado); el círculo rayado representa el ion K, situado encima del exagono superior. En los otros esquemas, los círculos 0, 1, 2 representan tres iones K superpuestos, siendo el 0 el inferior.

apilar de varias maneras, que corresponden a rotaciones de 120° acompañadas de desplazamientos a lo largo del eje a, siendo siempre el eje a paralelo al plano de simetría de las láminas.

Lo expuesto anteriormente da lugar a la existencia de varios polimorfos que pueden ser denominados: 1M, 1Tc (triclinico), 2Tc y 3Tc, MATHIESON y WALKER (1954) indican que el apilamiento en las láminas de la vermiculita da lugar a dos tipos que denominan M y N.

MAGDEFRAU y HOFMAMN (1938) determinan que el apilamiento en las montmorillonitas se realiza siempre de una manera desordenada, no existiendo por tanto ninguna posibilidad de polimorfismo.

E) COMPOSICION QUIMICA DE LOS MINERALES LAMINARES.

En los apartados anteriores se ha visto que los minerales arcillosos poseen estructuras si no iguales si muy parecidas, láminas formadas por dos capas (Te - Oc) o por tres capas (Te - Oc - Te). Estos últimos pueden separarse en dos grupos uno de ellos el de los minerales laminares y otro el de los minerales fibrosos. A continuación veremos las características químicas de estos tres grupos:

I) Minerales laminares de tres capas. -

En una primera aproximación, se puede decir que los minerales laminares de tres capas poseen una arquitectura idéntica y que solo se diferencian unos de otros por los iones que ocupan los lugares vacantes posibles. En realidad, la dimen-

siòn de los espacios interlaminares, e incluso la distorsiòn no dependen nada màs que de la carga de la red y del tamaño de los iones.

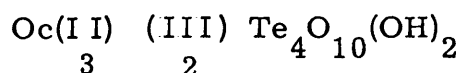
MAUGIN (1930), indicò que el motivo cristalino de una lamina Te - Oc - Te contiene 12 oxígenos. De estos doce oxígenos dos de ellos estàn unidos a un hidrògeno formando grupos hidròxilos (OH); por tanto la fòrmula de la làmina podria escribirse de la siguiente manera $O_{10}(OH)_2$. Las valencias negativas desarrolladas por los oxígenos no compensados son neutralizadas por iones positivos situados en los centros de los tetraedros y de los octaedros. De tal manera que son posibles cuatro posiciones tetraèdricas y tres posiciones octaèdricas, para conseguir esta compensaciòn.

WINCHELL (1925), al estudiar la composiciòn quìmica de las micas, encuentra que puede obtener la fòrmula quìmica de las diferentes especies, saturando las cargas de los doce iones oxígeno bien con siete iones positivos o bien con ocho. En funciòn de lo expuesto, clasifica las micas en dos grupos que denomina heptalaminar y octalaminar y da la expresiòn màs general de las micas como $XY_{2-3}Z_4O_{10}(OH)_2$, en donde Y es igual a dos en las heptalaminares, e igual a tres en las octolaminares. En tèrminos estructurales Y representa el iòn positivo octaèdrico; que en el caso de los heptalaminares, dos de los tres huecos octaèdricos posibles son ocupados, y en el de los octalaminares los tres huecos son ocupados.

Posteriormente, STEVENS (1942-1945) propone la denominaciòn actual de dioctaèdricos para los minerales en los que se ocupan dos huecos y trioctaèdricos para los minerales en los que se ocupan los tres huecos octaèdricos.

Naturalmente cuando se ocupan solamente dos posiciones octaèdricas, los iones ocupantes deben ser trivalentes y por el contrario cuando se ocupan las tres posiciones los iones deben ser bivalentes.

Por tanto se puede representar la composiciòn de una làmina de cualquier mineral laminar por la fòrmula siguiente:



estos dos tipos de làminas estàn representadas por

- el talco, para los minerales trioctaèdricos $\text{Si}_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2 \text{Mg}_3$

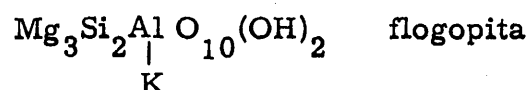
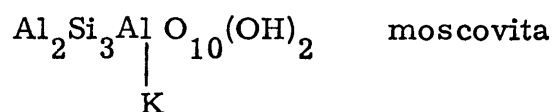
- la pirofilita, para los minerales dioctaèdricos $\text{Si}_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2 \text{Al}_2$

A partir de estos dos tipos, sustituyendo por otros iones, e incluso iones Si tetraèdricos y Al y Mg octaèdricos, pueden obtenerse todos los minerales laminares.

Micas. - Son minerales, en los que un iòn Al^{III} sustituye a uno de los cuatro iones Si^{IV} presentes.

Esta sustituciòn libera una carga negativa en la làmina po media celdilla, carga que es compensada por un iòn K^+ situado en los espacios interlaminares.

Segùn el nùmero de huecos octaèdricos ocupados, existen dos tipos de micas;



Los iones Al y Mg pueden ser en parte sustituidos por otros aparecièndo nuevos tipos de micas, como por ejemplo la biotita en la que existe una sustituciòn parcial del Mg por el Fe.

Una vez que la difracciòn de rayos-x fue facilmente utilizada por los mineralogistas, esta fue aplicada al estudio de las -"arcillas" y fueron reconocidos minerales de muy pequeña talla si milares a las micas.

Estos minerales habian sido ya sospechados por diferentes autores y recibieron diferentes nombres, tales como: bravasita (MALLARD, 1878), hidromoscovita (JOHNSTONE, 1889), glimmerton (ENDELL y Col., 1935), etc. GRIM, BRAY y BRADLEY (1937) dan una unidad a este grupo y proponen el nombre de "ilita-" para designar a estos minerales micàceos de tamaño "arcilla".

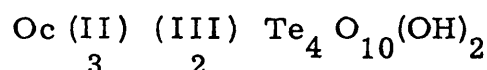
Los diagramas de polvo obtenidos por difracciòn de rayos-x por estos autores, eran semejantes a los de micas, solo que màs pobres en el nùmero de reflexiones. Los anàlisis quìmicos revelan un deficit de Al tetraèdrico en comparaciòn con la moscovita. Esto entraña naturalmente un deficit de K_2O . Tambièn es frecuente encontrar en estos minerales sustituciones de iones Al octaèdricos por Mg, Fe^{II} , y Fe^{III} , y el K interlaminar puede estar sutituido en parte por iones Ca, Mg e H.

En consecuencia, podemos decir que bajo la denominaciòn de -"ilita" se acogen un conjunto de partículas muy finas que comprenden desde minerales que son verdaderas micas hasta minerales micaceos muy degradados. GRIM (1962) señala que pueden exis tir tèrminos intermedios entre las ilitas y las micas, bien crista-

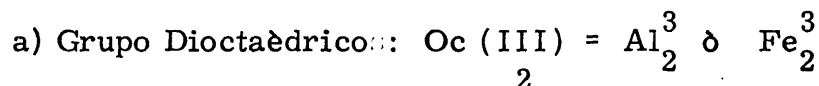
lizados y las ilitas mal cristalizadas y las montmorillonitas.

Montmorillonitas. - Gracias a los trabajos de ROSS y HENDRICKS (1945) ha sido posible establecer la clasificación de este complejo grupo de minerales, de composición química tan diferente. Todas sus fórmulas químicas se deducen de la fórmula general por sustitución en los tetraédros, en los octaédros, o bien, en ambos a la vez.

Su fórmula general puede ser escrita de la siguiente manera:

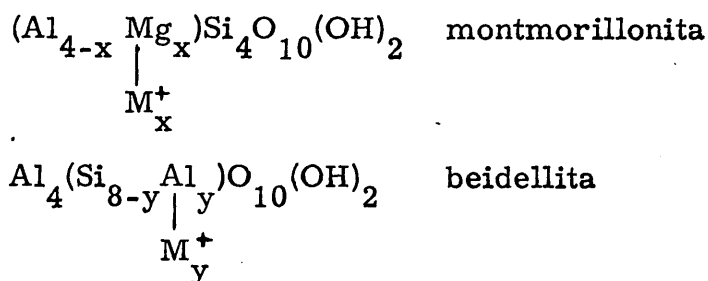


Dentro de los montmorillonoides es necesario distinguir también dos grupos diferentes:



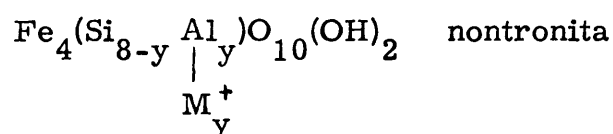
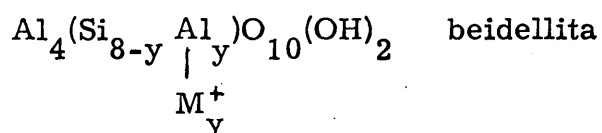
a₁) Serie de la montmorillonita-beidellita.

- Sustitución de una parte de los silicios de los tetraedros por Al y de una parte de los Al de los octaedros por Mg:



a₂) Serie de la beidellita-nontronita.

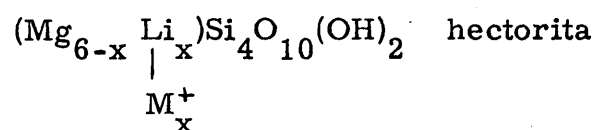
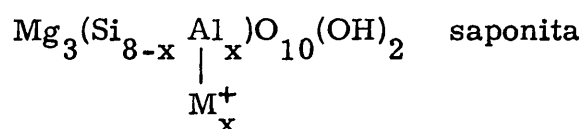
- Sustitución solamente en la capa octaédrica de Al^{III} por

Fe^{III}

Esta sustitución no introduce ninguna nueva carga en la capa octaédrica.

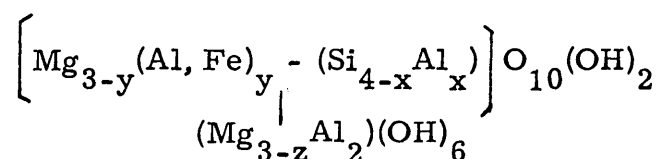
b) Grupo Trioctaédrico: $\text{Oc (II)} = \text{Mg}(\text{Li, Fe, Ni} \dots)$
3

Los dos minerales que se pueden considerar como tipo de este grupo son:



No se conocen series continuas de montmorillonitas trioctaédricas, pero existen abundantes especies tales como: bawdengita (CAILLERE y HENIN, 1949), lebergita (SUDO, 1943), stevensita (FAUST, HATHAWAY y MILLOT, 1959), etc.... ROSS en 1960 publicó las fórmulas químicas de minerales típicos del grupo de las montmorillonitas.

Cloritas. - Pueden ser también obtenidas a partir de la fórmula general de la lámina silicatada Te - Oc - Te. La introducción de una cierta cantidad de iones Al que sustituyen a los Si en los tetraedros provoca la aparición de una carga negativa. Esta carga es compensada no solo por la carga de la lámina interfoliar sino también por los octaedros. En ambos casos esta compensación se lleva a cabo por sustitución del ión Mg bivalente de los octaedros y de la lámina brucítica por un ión trivalente generalmente Al o Fe. Llegando a una fórmula estructural general del siguiente tipo:



en donde se verifica que $y-x = z$

La variación en la cantidad y tipo del ión reemplazante del Mg produce una gran variedad de cloritas, para las cuales se han propuesto numerosas clasificaciones.

-TSCHERMAK (1890-1891) las clasificó entre dos extremos opuestos: antigorita 3MgO , 2SiO_2 , $2\text{H}_2\text{O}$ y amesita 2MgO , Al_2O_3 , $\text{SiO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

-ORCEL (1927) que utilizó para los grupos principales la relación

$$S = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3} \quad \text{y para los grupos secundarios las relaciones}$$

$$F = \frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}, \quad a = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}, \quad c = \frac{\text{Cr}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}$$

-ORCEL, CAILLERE y HENIN (1952) dan una clasificación en función de la estructura, en una tabla de doble entrada, utilizando la variación de los coeficientes x e y de la fórmula general antes ci-

tada.

-HEY (1954) utiliza el mismo factor x que los autores precedentes y un factor

$$R = \frac{Fe}{Fe \text{ Mg}}$$

Todas estas cloritas son minerales trioctaèdricos. Teóricamente las cloritas dioctaèdricas, poseen una làmina de tipo moscovita, y son perfectamente posibles. No obstante tales cloritas no han sido aún encontradas en estado puro. Varios autores señalan la presencia de làminas de clorita dioctaèdrica (RICH y OBENSHAIN, 1955; BROWN y JACKSON, 1958); pero son interestratificados con làminas de tipo trioctaèdrico. CAILLERE y Col. (1962) señalan la presencia de una clorita dioctaèdrica aluminica en las bauxitas del Pirineo-Oriental. Estos hechos demuestran que tales cloritas son extremadamente raras.

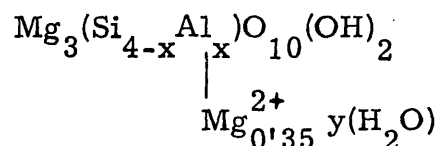
Las cloritas son minerales conocidos desde muy antiguo, pero recientemente determinados en las arcillas.

CORRENS (1937) es quien por primera vez determina la clorita en los sedimentos, posteriormente MAC EWAN (1948), MILLOT (1949-1954) determinan clorita en los sedimentos y encuentran que esta es muy abundante en los suelos y en los sedimentos.

Las cloritas de los sedimentos se pueden presentar bajo diferentes aspectos, bien bajo la forma de muy buenos cristales como ya indicò LUCAS (1962) y nosotros mostraremos más adelante, o bien bajo la forma , -esta es la más frecuente-, de cristales muy degradados, que presentan diferentes comportamientos frente al calentamiento o los líquidos orgánicos. Estas anomalías, así como el gran número de interestratificados, descritos en la bibliografía,

en los cuales interviene la clorita como componente, muestra que el pequeño tamaño de las cloritas sedimentarias cambia su comportamiento y sus propiedades.

Vermiculitas. - La fórmula tipo de las vermiculitas se obtiene reemplazando iones Si por iones Al en la lámina trioctaédrica con tres capas.



Los Mg en posición octaédrica pueden ser parcialmente reemplazados por Fe^{III} , Fe^{II} , Al, Ti, etc.

El coeficiente x indica el número de iones Al que reemplazan al Si y varía entre 1 y 1'33, la carga negativa así creada, está compensada en parte por los iones Mg interlaminares y en parte por la carga positiva procedente de su sustitución octaédrica.

El Mg es el ión interlaminar más frecuente, pero es fácilmente cambiabile por iones tales como: Ca, Ba, Sr, Li, etc.

Todas las macrovermiculitas, bien cristalizadas, son trioctaédricas; los estudios por difracción de rayos-X de arcillas de suelos han mostrado que las vermiculitas muy finas pueden ser dioctaédricas (WALKER, 1957; MARTIN-VIVALDI y SANCHEZ CAMAZANO, 1961).

Al igual que la clorita, esta ha sido reconocida muy recientemente entre los constituyentes del suelo y de los sedimentos, MAC EWAN (1948), JACKSON y Col. (1952), MILLOT (1949).

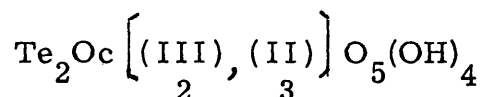
Estas vermiculitas de suelos y sedimentos no suelen presentar las características de las vermiculitas macroscópicas. El criterio seguido para su reconocimiento es el comportamiento frente al calor y al etilen-glicol. Frente al calor su espaciado a $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ baja a $10 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ y el etilen-glicol no modifica su retículo permaneciendo la línea a $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$. No obstante WALKER (1957-1958) ha mostrado que gran número de vermiculitas pueden absorber líquidos orgánicos.

BROWN (1953), HATHAWAY (1955) y WALKER (1957) entre otros, han demostrado que estas vermiculitas pueden ser dioctaédricas y trioctaédricas.

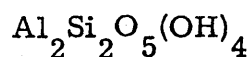
En resumen definir y reconocer las vermiculitas de suelos y sedimentos es un problema arduo. A menudo, bajo el término de vermiculitas se acogen muchos minerales en los que las láminas micáceas de tipo Te - Oc - Te están unidas entre ellas débil, irregular y desordenadamente.

II) Minerales laminares de dos capas. -

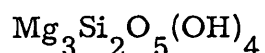
La fórmula general de las láminas de los minerales con dos capas puede ser escrita de la siguiente manera:



La caolinita y sus variedades polimorfas son los minerales dioctaédricos pertenecientes a este grupo y su fórmula general es la siguiente:



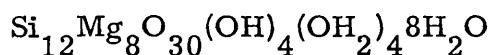
sin que exista al parecer sustitución isomorfica alguna. Los minerales trioctaédricos, están representados por las septecloritas y la serpentina, esta última la más simple de ellos y de fórmula:



Las sustituciones de Si y de Mg son factibles en este grupo apareciendo minerales tales como: Amesita, Cronstedtita, Grenalita y Chamosita.

III) Minerales fibrosos. Paligorskita - Sepiolita. -

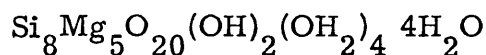
La fórmula de la sepiolita para media celdilla unidad puede ser escrita de la siguiente forma:



en la que $(\text{OH}_2)_4$ representa el agua ligada y $8\text{H}_2\text{O}$ el agua libre que ocupa los canales de su estructura.

A veces existen sustituciones moderadas, de Si por Al y Fe y de Mg por Fe, Mn, Ni, etc.

De igual manera, la fórmula de la atapulgita para media celdilla unidad es:



En ella la sustitución de Si por Al es moderada pero, por el contrario, la sustitución de Mg por otros iones puede ser importante.

La sepiolita y atapulgita son constituyentes frecuentes de las tierras de Batán y de las "bentonitas" comerciales, en donde

ellas se encuentran asociados a la montmorillonita. La microscopía electrónica permite observar las finas agujas cuyo tamaño es frecuentemente inferior a la micra.

Son minerales frecuentes en sedimentos de cuencas endorreicas terciarias. Estos minerales resisten mal la alteración y no se presentan nunca bajo forma degradada.

Como resumen a lo expuesto en los apartados anteriores podemos establecer que en la fracción fina de los suelos y sedimentos encontramos junto a minerales laminares bien caracterizados, minerales difíciles de determinar y clasificar en una especie determinada, encontrando muy amenudo edificios cristalinos intermedios entre especies diferentes como es el caso de los minerales interestratificados.

F) DETERMINACION POR DIFRACCION DE RAYOS-X DE LOS MINERALES LAMINARES SIMPLES.

El problema del reconocimiento de los minerales de la arcilla por difracción de rayos-x, ha sido abordado por numerosos autores y ha dado lugar a la aparición de obras completas (BRINDLEY, 1956, BROWN 1961) o de artículos seguidos de tablas de determinación (LUCAS, CAMEZ, MILLOT, 1959; MARTIN VIVALDI y MAC EWAN, 1969; WARSHAW y ROY, 1961; MARTIN VIVALDI y RODRIGUEZ GALLEGO, 1961). Por ello solo expondremos de una manera esquemática en la Tabla I el comportamiento de los principales minerales de la arcilla frente a los tratamientos con etilen-glicol y calentados a diferentes temperaturas así como el del mineral estudiado sin ningún tratamiento previo.

TABLA I

Valores medios en \AA de las líneas de difracción características de los minerales de la arcilla simples después de diferentes tratamientos

Caolinita	N.	7, 1	3, 58	2, 33			
	EG.	7, 1	3, 58	2, 33			
	490º Desaparición de todas las líneas después de 2 horas.						
Ilita	N.	10	5, 0	3, 33	2, 50		
	EG.	10	5, 0	3, 33	2, 50		
	550º	10	5, 0	3, 33	2, 50		
Clorita	N.	14	7	4, 70	3, 50	2, 83	2, 33
	EG.	14	7	4, 70	3, 50	2, 83	2, 33
	550º	14					
Clorita hinchable	N.	14	7	4, 70	3, 50	2, 83	
	EG.	17	8, 85				
	550º	igual a la clorita normal					
Montmo-rillonita	N.	15-14	5, 1	3, 0			
	EG.	17	8, 5	5, 7			
	550º	10					
Vermicu-lita, Mg	N.	14					
	EG.	algún cambio					
	550º	10					
Atapulgita	N.	10, 5	6, 44	5, 42	4, 49	4, 18	3, 69
	EG.	sin cambio					
	550º	10					
Sepiolita	N.	12	7, 6	5	4, 60	3, 82	
	EG.	sin cambio					
	500º	10					

1.2.2. - LOS MINERALES DE LA ARCILLA INTERESTRATIFICADOS.

Durante la elaboración de su trabajo sobre la estructura de la vermiculita, GRUNER (1934) encuentra unos minerales que presentan solo algunas de las propiedades de la vermiculita. Los diagramas de difracción que él obtiene de estos minerales presentan una línea a 12 \AA aproximadamente, línea que no correspondía a ninguno de los minerales laminares conocidos. Para justificar tal línea considera que el mineral que la provoca, que él denomina hidrobiotita, está formado por la interestratificación de dos tipos de láminas distintas, una lámina de tipo biotita y una lámina de tipo vermiculita. Estas dos láminas alternan regularmente y provocan la aparición de una nueva celdilla unidad cuyo espesor es igual a la suma de los espesores de las dos láminas que la forman, siendo por tanto la línea a 12 \AA , la de índices (002) de este nuevo edificio cristalino.

HENDRICKS y JEFERSON (1938) al reanudar el estudio detallado de la estructura de la vermiculita, confirma la existencia de la interestratificación descrita por GRUNER y encuentra, además una interestratificación clorita-vermiculita.

Estos hechos abren un campo al descubrimiento de numerosas combinaciones, de tal manera que poco a poco muchos minerales mal definidos fueron reconocidos como interestratificados, como por ejemplo, la bravasita reconocida como un interestratificado ilita-montmorillonita (NAGELSCHGIDT, 1944; BRADLEY, 1945) y la rectorita como interestratificación de pirofilita y vermiculita (BRADLEY, 1950).

A medida que la técnica de difracción de rayos-x se usó con mayor frecuencia en el estudio de las arcillas, los mine-

rales interestratificados son reconocidos más fácilmente SCHEMEHL y JACKSON (1956) los describen en los suelos, WEAVER (1956) estima que se encuentran en más del 70% de los sedimentos.

Es un hecho que los minerales interestratificados han pasado, en el espacio de tres lustros, de ser una rareza mineralógica a ser minerales corrientes, tan abundantes como los minerales simples.

A) TIPOS DE INTERESTRATIFICACION

Según MAC EWAN (1949) se puede distinguir tres tipos de interestratificación diferentes:

- 1^a Interestratificación regular
- 2^a Interestratificación al azar
- 3^a Interestratificación con segregación en zonas homogéneas de cristales de una misma especie

Nosotros expondremos con más detalle los dos primeros casos, ya que el tercero es difícil de distinguir de los otros dos, puesto que si los paquetes de láminas son gruesos las reflexiones que se obtienen a rayos-x tienden a ser las de cada uno de los minerales representados, por el contrario si son delgados el comportamiento de interestratificado tiende hacia el segundo tipo.

I) Interestratificación regular. -

Este tipo de interestratificación está formada por el apilamiento de láminas de dos o más tipos diferentes, con un periodo de repetición fijo. Dicho periodo de repetición permite distinguir dos

grupos diferentes:

- Un primer grupo en el que cada lámina tiene por vecinas dos láminas análogas de diferente especie, dando una secuencia de repetición de tipo ABABAB...

El número de láminas de una especie es igual a la mitad del número total de láminas que componen el cristal. Se dice en es te caso que se trata de una interestratificación regular al 50%.

En este primer grupo pueden ser incluidas aquellas interestratificaciones en las que el tanto por ciento de interestratificación sea del 50%, pero en los que una lámina de tipo A puede tener por vecinas a una lámina A y a otra B. Obteniéndose secuencias tales como AABBAABB... o AAABBB... Es evidente que el número de láminas del mismo tipo seguidos debe ser pequeño, pues en caso contrario obtendríamos un caso de segregación regular.

- Un segundo grupo de interestratificación regular es aquella en la que el porcentaje de interestratificación es diferente del 50%, pero se produce una repetición periódica de un cierto motivo, las secuencias ABBABB y AABBBBAABBB....., pertenecen a este tipo.

La característica principal de estos apilamientos es su regularidad. Se pueden considerar como un solo cristal, ya que poseen un retículo tridimensional regular. Son verdaderos minerales, en los que el periodo a lo largo del eje c es igual a la suma de los periodos de los elementos que forman el motivo de repetición.

II) Interestratificación irregular. -

Está formada por el apilamiento desordenado, al azar,

sin ley de repetición de láminas de dos o varios tipos diferentes. Por tanto en este tipo de interestratificación no existe una periodicidad a lo largo del eje c. Una secuencia de este tipo sería por ejemplo ABBBAABBABBA..... LUCAS (1962) denomina a este tipo de interestratificación con el apelativo de edificios interestratificados .

Tanto estos edificios interestratificados como los interestratificados regulares no son apilamientos de minerales simples, sino que cada uno de ellos es un ente diferente a cada uno de los componentes poseyendo unas características totalmente diferentes a las características particulares de las especies que lo forman.

Sabemos que los minerales con tres capas tienen la misma arquitectura estructural: todos están formados por láminas silicatadas de espesor cercano a $6,50 \text{ \AA}$. Si prescindimos de su composición química, los diferentes minerales se distinguen por las distancias que se paran las láminas silicatadas y por las posibilidades de variación de esta distancia con diferentes agentes (calor, polialcoholes, etc...). Si consideramos ahora un edificio interestratificado, regular o irregular, formado, por ejemplo, por láminas de tipo illita y láminas de tipo montmorillonita, se puede hablar, en términos que se refieren a la longitud del eje c, de una interestratificación de láminas de 10 \AA y láminas de 14 \AA . El espesor de la lámina Te - OC - Te es constante, pero no ocurre igual con las distancias interlaminares que son diferentes, $3,5 \text{ \AA}$ para la illita y $7,5 \text{ \AA}$ para la montmorillonita. Podemos pues decir que la interestratificación de láminas a 10 \AA y a 14 \AA proviene del apilamiento de láminas del mismo espesor ($6,50 \text{ \AA}$) separadas ya por una distancia de $3,5 \text{ \AA}$, ya por una distancia de $7,5 \text{ \AA}$. Desde un punto de vista exclusivamente geométrico un edificio interes

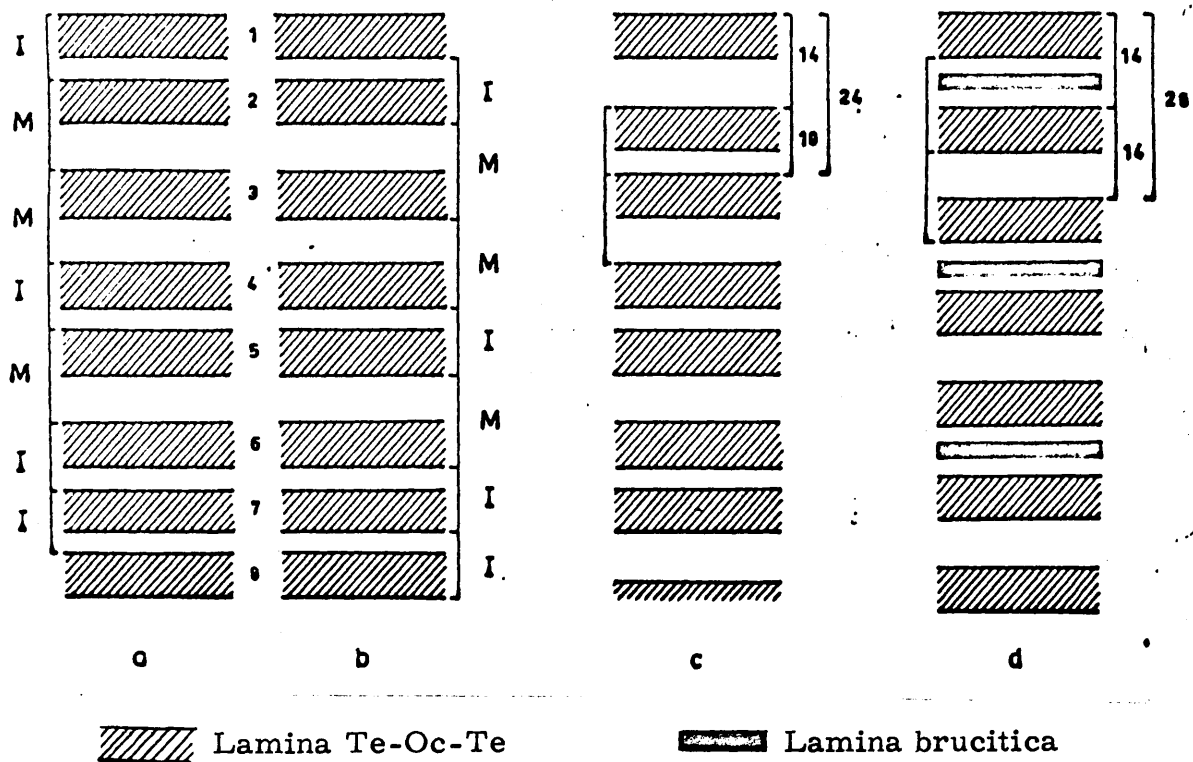


Fig. 7. - Representacion esquematica de edificios interestratificados

tratificado posee como característica principal que una de sus láminas silicatadas está, o puede estar, separada de sus dos vecinas por distancias desiguales (LUCAS, 1962).

Este es el punto de vista de MERING (1949) que estudia las reflexiones sobre los paquetes de láminas paralelas separadas por distancias diferentes d_1, d_2, \dots, d_r .

En la figura 7, se representa un apilamiento irregular, que se puede considerar formado por láminas a 10 \AA y láminas a 14 \AA . Si se pretende individualizar las especies ilita y montmorillonita, puede realizarse esta operación de dos maneras diferentes a y b, de modo que la lámina silicatada 2, por ejemplo, puede ser atribuida bien a la ilita, bien a la montmorillonita. Teniendo en cuenta que las composiciones químicas de la ilita y de la montmorillonita son muy diferentes, no tienen los mismos reemplazamientos iónicos y las cargas que aparecen sobre las superficies de las láminas silicatadas son muy diferentes, es de todo punto inconcebible que la lámina 2 puede pertenecer indistintamente a la ilita o a la montmorillonita.

Solo la lámina 3, separada de sus vecinas por $7,5 \text{ \AA}$ puede decirse que pertenezca a la montmorillonita, por razón similar la lámina 7, separada de sus vecinas por $3,5 \text{ \AA}$ puede decirse que pertenezca a la ilita. Las otras láminas no son del uno, ni del otro tipo. En el caso de una interestratificación regular 1/1 (fig. 7 c y d) ninguna de las láminas puede ser asimilada a un mineral en particular.

Como resumen de lo expuesto anteriormente podemos decir de una manera general, que una interestratificación compuesta

por làminas de espaciados determinados, làminas que se comportan como el mineral A y el mineral B, es llamado interestratificado A-B por extensión del lenguaje, que es justificado nada más que por el comportamiento a rayos-x. En realidad ni el mineral A verdadero ni el mineral B verdadero están representados en él.

B) NOMENCLATURA DE LAS INTERESTRATIFICACIONES.

Nosotros a lo largo del presente trabajo emplearemos para designar a los minerales interestratificados la nomenclatura propuesta por LUCAS (1962), por parecernos una de las más simples y a la vez gráficas, de entre las muchas que se han propuesto, al mismo tiempo dicha nomenclatura tiene por bases el sistema propuesto por el subcomite de nomenclatura del grupo inglés de arcillas (BROWN, 1955) el cual publicó la siguiente resolución:

- "Si la interestratificación es regular y la naturaleza de las láminas aceptada, deberá darsele un nombre específico al material, por ejemplo, rectorita, stilomelana. Si la interestratificación no es regular el material deberá ser descrito en términos de las láminas componentes. Por ejemplo en un material compuesto de una pequeña proporción de láminas de clorita, interestratificadas al azar con una proporción mayor de láminas de mica, el nombre propuesto es mica-clorítica. Para proporciones más próximas a la igualdad de los dos tipos de láminas interestratificadas al azar, el nombre propuesto es el de clorita-mica (nótese el uso del guión de unión). Los tipos más complejos de interestratificación deberán describirse con detalle".

I) Interestratificaciòn regular. -

El caso màs simple de interestratificaciòn de este tipo es la alternancia regular 1/1 de dos tipos de làminas. En este caso el mineral debe ser llamado por un nombre particular. Por ejemplo Allevardita, definida por CAILLERE, MATHIEU-SICAUD, HENIN (1950) y màs tarde por BRINDLEY (1956) como un interestratificado 1/1 de làminas a $10 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ y làminas a $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ inestable al etilen-glicol. O incluso la discutida "Corrensita" (ya sea una interestratificaciòn regular de làminas a $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ estables al calor y al etilen-glicol y làminas a $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ inestables al calor (BRADLEY y WEAVER, 1956; LIPMANN, 1956), ya sea una interestratificaciòn de làminas a $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ estables al calor y al etilen-glicol y de làminas a $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ inestables al calor y al etilen-glicol (EARLY y Col. 1956; LIPMANN, 1959), ya sea una interestratificaciòn de làminas a $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ estables al calor y al etilen-glicol y làminas a $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ estables al calor e inestables al etilen-glicol (MARTIN VIVALDI y MAC EWAN, 1960) debe ser considerado como un mineral interestratificado regular sea cual sea la naturaleza de las làminas a $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ que presentan inestabilidad. El problema actualmente reside en asignar el nombre de Corrensita a una de las tres interestratificaciones descritas anteriormente. Nosotros juntamente con CAILLERE y HENIN (1964) creemos que este nombre debe ser reservado a la interestratificaciòn de làminas de clorita normal y de clorita hinchable en proporciones de 1/1 propuesto por MARTIN VIVALDI y MAC EWAN (1960).

Por tanto todas las interestratificaciones regulares deben de recibir su nombre propio; este hecho, de acuerdo con LUCAS (1962), no aumentaría nada màs que en seis nombres la nomenclatura mineralògica. No obstante si se admite que tambièn las làminas

de dos capas pueden interestratificarse con l  minas de tres capas, -como han demostrado BRINDLEY y GILLERY (1954) y SHIMOYAMA y Col. (1969)-, y no solo las l  minas de tres capas entre si.

El comportamiento de estas l  minas elementales a rayos-x ofrece seis posibilidades diferentes y no cuatro como opina LUCAS (1962), estas posibilidades son las siguientes:

- Espacio interlaminar estable, insensible a los tratamientos con etilen-glicol y destrucción de las estructuras con el calentamiento. Distancia interlaminar de $7 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ similar a la de la caolinita..
.....7k.

- Espaci  n interlaminar estable, insensible a los tratamientos con etilen-glicol y calentamiento, distancia interlaminar de $10 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ similar a la de la illita.....10_i.

- Espacio interlaminar estable, insensible a los tratamientos con etilen-glicol y calentamiento, distancia interlaminar de $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ similar a la de la clorita.....14_c.

- Espacio interlaminar inestable, aumentado bajo la acci  n del etilen-glicol y permaneciendo fijo bajo la acci  n del calor, distancia interlaminar de $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ similar a la de la clorita hinchable....
.....14_{ch}.

- Espaci   interlaminar inestable, aumentado bajo la acci  n del etilen-glicol y disminuyendo bajo la acci  n del calor, distancia interlaminar, entorno a $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ cuando el catión interlaminado es Mg similar a la de la montmorillonita.....14_m.

- Espacio interlaminar inestable, disminuyendo bajo la acci  n del calor y permaneciendo estable a la acci  n del etilen-gli-

col, distancia interlaminar entorno a $14 \overset{o}{\text{\AA}}$ cuando el catión interlaminar es Mg similar a la vermiculita..... 14_v .

Si combinamos dos a dos estos seis tipos de láminas obtenemos quince posibilidades de interestratificación regular que indicaremos de la manera que a continuación exponemos:

$(7_k - 10_i)$	$(10_i - 14_c)$	
$(7_k - 14_c)$	$(10_i - 14_{ch})$	$(14_c - 14_m)$
$(7_k - 14_{ch})$	$(10_i - 14_m)$	$(14_c - 14_v)$
$(7_k - 14_m)$	$(10_i - 14_v)$	$(14_{ch} - 14_m)$
$(7_k - 14_v)$	$(14_c - 14_{ch})$	$(14_{ch} - 14_v)$

Por tanto solo quince nombres han de ser impuestos a estas interestratificaciones, tres de ellas ya han sido dadas: Allevar-dita, Rectorita y Corrensita.

En la tabla II aparecen los valores teóricos de las líneas de difracción para estos posibles interestratificados y los observados para las especies ya encontradas.

En el caso en que la interestratificación sea regular pero diferente a 1/1 el mineral puede ser denominado o bien con el nombre del mineral del grupo al que pertenece indicando el porcentaje por ejemplo corrensita 2/1 o bien como 2-1 clorita-clorita hinchable que es la denominación propuesta por BLOSS (1966) para estos casos.

II) Interestratificación Irregular. -

En el caso de las interestratificaciones irregulares no es correcto dar un nombre a cada una de ellas, ya que estos "edificios"

TABLA II

Valores teóricos y observados para la línea (001)
de los quince interestratificados 1/1 posibles.

	Valores teóricos			Valores observados			Autores
	N.	EG.	5500	N	EG.	5500	
<p>Allewardita</p> <p>Rectorita</p> <p>"Corrensita"</p> <p>"Corrensita"</p> <p>"Corrensita"</p>	(7 _k - 10 _i)	17	17	10			Brindley y Gilley (1954)
	(7 _k - 14 _c)	21	21	14			
	(7 _k - 14 _{ch})	21	24	14			
	(7 _k - 14 _m)	21	24	10		8	Schultz y Col. (1971)
	(7 _k - 14 _v)	21	21	10			
	(10 _i - 14 _c)	24	24	24			
	(10 _i - 14 _{ch})	24	27	24			Brindley (1956)
	(10 _i - 14 _m)	24	27	20	24, 6	19, 2	
	(10 _i - 14 _v)	24	24	20	25	19, 5	
	(14 _c - 14 _{ch})	28	31	28	30	28, 5	Martin Vivaldi y Mac Ewan (1960)
	(14 _c - 14 _m)	28	31	24	29	24	
	(14 _c - 14 _v)	28	28	24	29, 1	23, 1	
	(14 _{ch} - 14 _m)	28	34	24			Lippman (1959)
	(14 _{ch} - 14 _v)	28	31	24			
	(14 _m - 14 _v)	28	31	20			

minerales son por definición mal definidos. Por ello nosotros emplearemos una nomenclatura similar a la de los minerales interestratificados regulares indicando con el subfijo nr la no regularidad de la interestratificación. Así, un interestratificado no regular de clorita-mica vendrá indicado por el siguiente símbolo $(10_i^{-14})_{c\ nr}$.

C) DETERMINACION POR DIFRACCION DE RAYOS-X DE MINERALES INTERESTRATIFICADOS DE LA ARCILLA.

HENDRICKS y TELLER (1942) son los que por primera vez abordan este problema y posteriormente MERING (1949). Los resultados obtenidos por estos autores son fundamentalmente teóricos ya que se trata de resultados obtenidos a partir de apilamientos indefinidos de capas de diferente espesor pero de idéntica naturaleza, en donde el comportamiento particular de cada una de ellas no es tenido en cuenta, es decir las láminas son consideradas desde un punto de vista geométrico y no mineralógico.

Posteriormente MAC EWAN, RUIZ AMIL y BROWN (1961) atacan el problema para el caso de interestratificaciones de minerales de la arcilla. Después de un tratamiento matemático llegan a la obtención de ecuaciones que permiten determinar la posición y la intensidad de los picos de los edificios interestratificados; o a la inversa, la composición de los interestratificados conociendo el diagrama de difracción de los mismos. Obteniendo dos importantes conclusiones:

- A) las reflexiones observadas son anormales y no se les puede atribuir índices racionales.

B) La reflexión fundamental (001) de un interestratificado formado por láminas A y B está comprendida entre la reflexión (001) de A y la reflexión (001) de B. Esta reflexión (001) del interestratificado tiende hacia la (001) de B cuando el porcentaje de B en A tiende de 0 a 1. Siendo esta variación no lineal.

Mac Ewan y Col. (1961) dan un conjunto de curvas de variación de (001) = $f(\alpha)$, calculadas a partir de fórmulas de diferentes autores.

Posteriormente RUIZ AMIL, RAMIREZ GARCIA y MAC EWAN (1965) publican unas curvas teóricas para un amplio conjunto de mezclas de dos espaciados diferentes.

Desgraciadamente estos cálculos no son aplicables en su totalidad al estudio práctico de los minerales arcillosos que componen las rocas y los sedimentos, ya que las interestratificaciones naturales no siguen una ley de distribución exponencial por lo que las fórmulas de HENDRICKS y TELLER (1942), y de MERING (1949) no son aplicables. E incluso los cálculos de MAC EWAN y Col. (1961) no se pueden aplicar, al obtener diagramas pobres en reflexiones basales y estas mal definidas, por lo que es muy difícil aplicar la transformada de Fourier al conjunto de reflexiones (001) irracionales.

En la práctica, la determinación de interestratificados por difracción de rayos-x tiene que utilizar métodos cualitativos, basándose en la observación de los primeros ordenes e incluso algunas veces solo en la primera reflexión así como en su comportamiento frente a diferentes tratamientos.

En el caso de interestratificados regulares, en los que la regularidad del apilamiento de láminas, se traducirá por una serie racional de reflexiones, (001), en la primera de ellas (001), representará el espesor del motivo de repetición. En el caso más frecuente de una interestratificación regular de láminas de tipo A y de tipo B, el espesor será igual al espesor $A + B$. La reflexión d_{A+B} es igual a $d_A(001) + d_B(001)$.

Uno de los ejemplos más característicos en el Trias de una interestratificación de este tipo es el del mineral ($14_c - 14_m$). Uno de los mejores diagramas, descritos en la bibliografía de esta interestratificación, corresponde a una muestra de Laveron (Doubs) en el Jura (LUCAS 1962). En la tabla III aparecen los espaciados para este mineral sin tratamiento previo, tratado con glicerol (G), con etilenglicol (EG) y calentado a 550° C.

En el Trias español aparece frecuentemente este tipo de interestratificación, pero desgraciadamente en ninguna de las muestras, estudiadas por nosotros, aparece en tal cantidad como para obtener diagramas tan netos como los obtenidos por LUCAS.

Vemos por tanto que la determinación de un interestratificado regular se realiza a partir del comportamiento del mayor de los espaciados obtenidos, y de sus ordenes, bien sin tratamiento o después del tratamiento con líquidos polares o sometido a calentamiento.

Lo que es imposible determinar por difracción de rayos-x es la distribución geométrica de las láminas que componen el interestratificado, es decir, el tipo de sucesión. Un interestrati

ficado a 50% de l  minas A y B puede poseer una sucesi  n 1/1 ABABAB o una sucesi  n 2/2 AABBAABB. Hemos de esperar que la naturaleza opere en la forma más simple y por ello creemos que la forma más frecuente será la 1/1.

En las interestratificaciones irregulares la ausencia de un periodo regular de repetic  n, a lo largo del eje c se manifiesta por la aparición de un conjunto de reflexiones irracionales, que vendrán en cierto modo determinadas por las reflexiones normales de las l  minas que las constituyen.

El método a utilizar está basado en los resultados obtenidos por MERING (1949). Consiste en llevar sobre una recta los vectores $S_1 = \frac{1}{d_1}$ y $S_2 = \frac{1}{d_2}$, es decir el emplazamiento de las reflexiones de dos minerales simples A y B. El espacio limitado por las dos reflexiones más cercanas determina el campo de valores que puede tener una reflexión del edificio interestratificado (fig. 8). Cuando el por ciento de interestratificaci  n de A en B varia de 0 a 100 la reflexión resultante se desplaza de S_1 hacia S_2 , de $2S_1$ hacia $3S_2$, etc.....

Dos observaciones deben ser hechas:

- El nudo $2S_2$ est   aislado; se queda por tanto inmóvil. Solo su forma e intensidad varia con el tanto por ciento de interestratificaci  n. Cuando el tanto por ciento pase de 0 a 100, el pico se refuerza o debilita sin desplazarse.
- El desplazamiento de un pico entre sus dos extremos no es lineal. Las curvas que representan la posici  n del pico en funci  n del tanto por ciento de interestratificaci  n han sido calculadas por diferentes

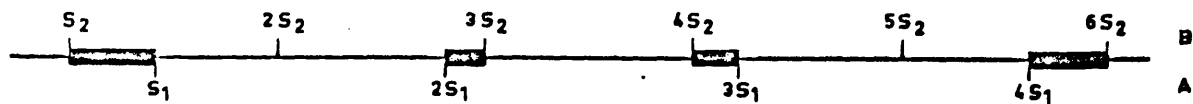


Fig. 8. - Representacion esquematica de las zonas de reflexion de un edificio interestratificado formado por laminas de tipo A y B

TABLA III

Espaciados observados para las reflexiones (001) de la
interestratificación regular ($14_c - 14_m$) (LUCAS 1962)

Indice	N	G	EG	550° C
001	28, 5	31, 5	30, 5	24
002	14, 2	15, 5	15, 2	12
003	9, 5	9, 9	9, 9	8, 0
004	7, 1	7, 8	7, 69	
005	-	6, 3	-	
006	4, 73	5, 2	5, 13	
007	4, 1	4, 5	4, 38	
008	3, 55	-	3, 8	
009	3, 18	3, 45	3, 42	

autores (BROWN y MAC EWAN; 1951) (MAC EWAN, RUIZ AMIL y BROWN; 1961) (RUIZ AMIL, RAMIREZ GARCIA y MAC EWAN; 1965).

No obstante y de acuerdo con MAC EWAN, RUIZ AMIL y BROWN (1961) puede admitirse en una primera aproximación y sin cometer un gran error que el desplazamiento del pico se realiza de una manera lineal a partir de uno de los constituyentes pu-

ros hacia el del vecino.

Esta consideración nos permite evaluar el porcentaje de interestratificación del componente B en A aplicando la fórmula dada por KLUBER (1961).

$$d_m = \text{espaciado medio}$$

$$d_m = d_A + (d_B - d_A) \quad d_A = \text{espaciado de la lámina A}$$

$$d_B = \text{espaciado de la lámina B}$$

1. 2. 3. - GENESIS Y TRANSFORMACION DE MINERALES ARCILLOSOS EN CUENCAS SEDIMENTARIAS.

Son conocidas desde hace tiempo las diferentes posibilidades de génesis de los minerales arcillosos en diferentes cuencas sedimentarias GRIM, DIETZ y BRADLEY, 1949; FUCHTBAUER y GOLDSCHMIDT, 1956; LUCAS, 1962; GRIM y LOUGHAN, 1962; MILLOT, 1964; KRUMM, 1969; HUERTAS y Col. 1970; MARTIN VIVALDI y Col. 1971; etc...). Pero indudablemente los dos trabajos más extensos son, sin duda alguna, los de LUCAS (1962) y el de MILLOT (1964), el primero de ellos dedicado exclusivamente a la sedimentación triásica y el segundo, excelente libro de consulta y estudio, de carácter mucho más amplio lo que abarca diferentes tipos de sedimentos y cuencas.

Los minerales arcillosos en una cuenca sedimentaria en general y en una cuenca triásica en particular, pueden poseer un origen heredado, transformado o neoformado, es decir, existen tres posibilidades genéticas diferentes.

HERENCIA.

Denominaremos minerales heredados a aquellos que llegan a la cuenca de sedimentación procedentes del continente y que subsisten en ella sin modificación. A estas arcillas se les denomina de diferentes maneras: arcillas heredadas, arcillas aloctonas, arcillas detríticas, arcillas de origen mecánico (MILLOT 1964).

Nosotros particularmente creemos que cualquiera de los términos citados anteriormente puede ser empleado, salvo el último ya que este prejuzga un solo origen para estos minerales. Una arcilla heredada en una cuenca sedimentaria ha podido tener en el continente un origen diferente a la alteración puramente mecánica; alteración edáfica, alteración hidrotermal, etc...

El que un mineral arcilloso trasladado a una cuenca sedimentaria, permanezca como mineral heredado es función de su estabilidad en el nuevo medio; si las condiciones son tales que el mineral es inestable este es destruido o sufre una transformación.

Las condiciones de estabilidad varían para cada edificio cristalino, así por ejemplo:

- La caolinita es un mineral que se forma esencialmente en las alteraciones y en los suelos. Ha sido descrita como un mineral muy estable en la hidrósfera, pero esto no es cierto bajo todas las condiciones. Así, si ella es sometida a un drenaje intenso por soluciones desaturadas en sílice, como ocurre en los perfiles lateríticos fuertemente lavados, puede desilicificarse y transformarse en gibsita. Inversamente si duran-

te la diagenesis la afectan soluciones salinas alcalinas a elevada temperatura, puede ser ilitizada, como ocurre en el "gres" sahariano (MILLOT 1964).

Fuera de estos dos casos extremos la caolinita es estable en la hidrosfera, en los suelos o en los sedimentos, siendo el mineral heredado más típico y más resistente.

- Illita y clorita son dos minerales detríticos comunes, heredados en muchos suelos y sedimentos. Son estables en las alteraciones, sobre todo en los de carácter físico, en los suelos con débil drenaje y con acciones químicas débiles, en los sedimentos con aguas alcalinas, y en la diagenesis alcalina.

Por el contrario serán vulnerables en medios ácidos, lavados por aguas dulces, es decir, en casos de alteraciones con carácter químico (podzolización, laterización) y de diagenesis con carácter ácido. Ambos minerales evolucionan por transformación de tipo "degradación", siendo la clorita la más vulnerable.

- Los minerales de tres capas degradados, interestratificados y las vermiculitas son minerales que aparecen en el ciclo en el curso de la alteración. Las etapas de degradación proseguirán si estos minerales son heredados en medios degradantes, agresivos, de intenso lavado, etc... Por el contrario esta evolución finalizará si estos minerales son llevados a un medio favorable para su reorganización, con carácter alcalino, e incluso pueden evolucionar a re-

constituir las micas y las cloritas originarias.

- La atapulgita y la sepiolita son minerales de neoformación en sedimentos básicos ricos en sílice y en magnesio. En estos sedimentos son estables pero muy vulnerables en medios lavados, en especial en los suelos, donde desaparecen rápidamente. En las arcillas negras tropicales muy favorables a la neoformación de montmorillonita, la atapulgita se degrada y se transforma en montmorillonita (MILLOT 1964).

- La montmorillonita es un mineral de múltiples orígenes, mostrando una doble inestabilidad. Por un lado se destruye fácilmente en medios de intenso lavado que provoquen la desaturación en cationes y en sílice. Por otro lado durante la diagénesis y en medios iónicos presenta una gran tendencia a fijar iones potasio o magnesio y engendrar retículos micaceos o cloríticos.

TRANSFORMACION.

Se denominan transformaciones de los minerales arcillosos, a los cambios que los modifican cuando estos mantienen su tipo estructural, es decir al paso de una especie mineral a otra sin entrada en solución, es una modificación cristalina producida por un cambio de iones de los espacios interlaminares e intralaminares, con mantenimiento del tipo de estructura $Te - Oc$ o $Te-Oc-Te$.

La transformación se puede producir durante la alteración, durante la sedimentación, durante la diagénesis e incluso durante el metamorfismo.

De acuerdo con MILLOT (1964) los ejemplos principales de estas transformaciones son las siguientes:

Biotita ↔ Clorita	Ilita ↔ (10 _i - 14 _v)
Biotita ↔ Sericita	Ilita ↔ Vermiculita (di)
Biotita ↔ Vermiculita (tri)	Vermiculita ↔ (14 _v - 14 _m)
Clorita ↔ Vermiculita (tri)	Vermiculita ↔ Montmorillonita
Vermiculita ↔ Montmorillonita (tri)	Ilita ↔ Montmorillonita
Clorita ↔ Vermiculita (di)	Ilita ↔ Clorita
Clorita ↔ (14 _c - 14 _v)	

Las transformaciones en minerales de dos capas son menos conocidas.

Caolinita ↔ Caolinita desordenada (fireclays)
Caolinita ↔ Halloysita
Halloysita ↔ Caolinita desordenada (?)

Este autor plantea el problema límite, del paso de un mineral de tres capas a uno de dos o viceversa, es decir, transformaciones como:

Ilita ↔ Caolinita o Bertierina ↔ Clorita

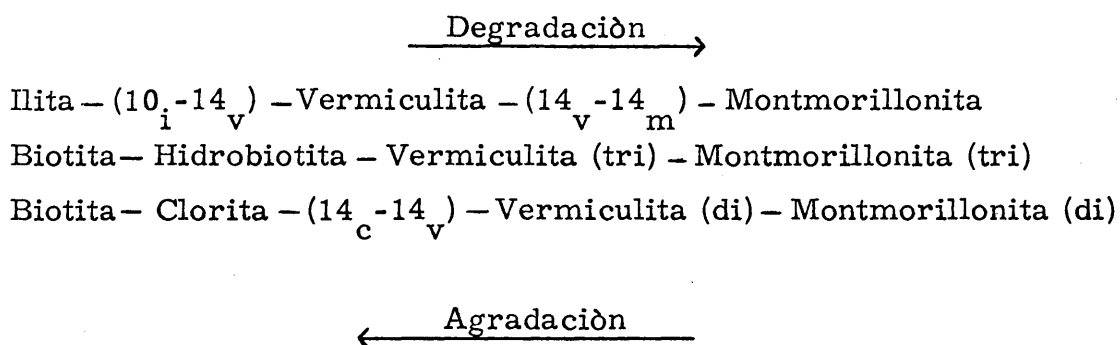
La primera transformación parece posible como han demostrado MARTIN POZAS y Col. (1971) pero en condiciones hidrotermales e incluso el paso de bertierina a clorita puede ser factible durante la diagénesis.

Todo fenómeno de transformación puede realizarse por medio de una alteración y pérdida de sustancia en cuyo caso se denominará transformación negativa o degradación, o bien, por una transformación positiva, en el sentido de la construcción y de

la adquisición de sustancia en cuyo caso se denominará agradación (LUCAS, 1962), (MILLOT, 1964).

En las transformaciones naturales, se puede pasar de minerales estables en las rocas sedimentarias, metamórficas o cristalinas, como son las micas o las cloritas, a minerales abiertos, con espaciados variables, más frecuentes en los productos de alteración o en medios ricos en agua; estos serán casos de degradación. Por el contrario el paso de minerales con espaciados variables, abiertos e inestables a micas o cloritas deben ser denominados como agradaciones.

Ejemplos de ambos tipos de transformaciones son los siguientes:



Los ejemplos de degradación son innumerables y los más espectaculares han sido descritos por numerosos autores:

MAC EWAN (1948); JACKSON (1948, 1952); GIESEKING (1949); WALKER (1949, 1950); BROWN (1953); MITCHELL (1955); WHITTING y JACKSON (1955, 1956); CAMEZ, FRANC DE FERRIERE, LUCAS y MILLOT (1960); CAMEZ (1962), etc.

Las degradaciones son características de las al-

teraciones continentales, pero pueden existir en el curso de la sedimentación o de la diagènesis. En la sedimentación son difíciles debido a que los medios sedimentarios, son en general medios "saturados" y por tanto no apropiados. Se producen generalmente por alteraciones subacuáticas denominadas halmirolisis (HUMMEL 1922). Las alteraciones de productos volcánicos en medios marinos son excelentes ejemplos, tales como transformaciones de biotita en glauconita, o de barras volcánicas en montmorillonita.

Durante la diagènesis soluciones percolantes pueden degradar a minerales arcillosos como han mostrado SMOOT (1960) en el Pensilvaniense americano, ARBEY y LE FOURNIER (1962) en el gres diagenético del Sahara.

Los mecanismos de estas transformaciones negativas han sido estudiadas por numerosos autores:

JACKSON y Col. (1948 - 1952 - 1954 - 1959); WALKER (1949 - 1950); MURRAY y LEININGER (1956); DROSTE y Col. (1962), etc... siendo recopilados y expuestos por MILLOT (1964).

Las agradaciones son las transformaciones contrarias a las degradaciones, ellas se producen después de la alteración y durante el metamorfismo.

Numerosos ejemplos de estas transformaciones han sido descritos por GRIM y JOHNS (1954); GRIFFIN e INGRAM (1955); POWER (1957 - 1959); MILNE y EARLY (1958); JOHNS y GRIM (1958); GRIFFIN y JOHNS (1958); NELSON (1960); PINSAK y MURRAY (1960); PETERSON (1961 - 1962); LUCAS y BORNNER (1961); LUCAS (1962); TOOKER (1962); etc....

En cuanto a los mecanismos que sufren los minerales degradados, en las cuencas sedimentarias para transformarse en minerales agradados, han sido estudiados por WEAVER (1958), el cual supone que las láminas de los minerales de tres capas, abiertas por la alteración, pueden, en los ambientes marinos, captar iones que cicatricen estas "heridas" originándose el primitivo mineral no degradado; por ejemplo, la cicatrización con cationes K de illita degradadas, originándose micas verdaderas. Este caso no se trata de una verdadera transformación sino de un "rejuvenecimiento" de la estructura cristalina.

No obstante es posible que esta fijación de iones en los retículos degradados, entrañe profundas modificaciones en las estructuras, como han mostrado GRIM y JONES (1954) en el Golfo de México, en el que el aumento de illita y clorita se realiza a espensas de la montmorillonita heredada de las formaciones volcánicas y de los suelos de Texas.

LUCAS (1962) ha mostrado la transformación de minerales micaceos degradados en clorita magnéticas, de tipo penninita - clinocloro en las zonas centrales de las cuencas triásicas del Jura y de París incluso con la aparición de términos intermedios como son los interestratificados clorita-montmorillonita.

BURST (1959) ha expuesto evidentemente este tipo de transformaciones, durante la diagénesis, en el Eoceno de la serie GULF Coast; desaparición de la montmorillonita, aumento de la illita y de la clorita, disminución de la capacidad de hinchamiento de los interestratificados, aumento de la cristalinidad de la clorita.

La agradación, lleva por tanto toda una serie de cambios que se extienden desde la simple fijación de cationes hasta la reorganización completa de la estructura con la consiguiente aparición de un nuevo cristal. En este último caso la transformación se realiza lámina por lámina de una manera progresiva dando lugar a la aparición de los minerales interestratificados.

De acuerdo con los trabajos de POWER (1957-1959), WHITEHOUSE y MAC CARTER (1958) y CARROL y STARKEY (1960), el Mg es el catión fijado con preferencia, pudiendo ser captado por la capa octaédrica cuando el K se encuentra a su alrededor lo que provoca una nueva tetracoordinación del Al, y aproximándose la estructura a la de las micas. También el Mg puede ser fijado en la capa octaédrica, permaneciendo el Al en su posición tetraédrica, volviendo la estructura a ser magnesiánica, el mineral es trioctaédrico y la carga aumenta cementando las capas brucíticas interlaminadas.

En resumen, podemos concretar que:

- Las degradaciones son transformaciones por sustracción, que se producen en medios abiertos, lavados, caracterizados por una separación de los constituyentes de los minerales arcillosos (MILLOT 1964).

Las degradaciones se producen durante las alteraciones y la pedogénesis fundamentalmente, y son raros en la sedimentación y en la diagénesis.

- Las agradaciones, son transformaciones por adición, que se producen en medios confinados o cargados de cationes, caracterizados por la entrada de cationes en los retículos de los minerales arcillosos (MILLOT 1964). Son frecuentes

en la sedimentación, la diagénesis y el metamorfismo, raros y mal conocidos en la zona de alteración.

NEOFORMACION.

Se denominan minerales neoformados a aquellos que nacen íntegramente, en la cuenca a partir de iones en solución.

Cuando los iones necesarios para la elaboración de un mineral se encuentran en proporciones adecuadas para su formación y las condiciones fisicoquímicas son favorables un nuevo cristal puede aparecer en la cuenca. La neoformación exige un medio iónico, tal como los mares sobresalados triásicos o las cuencas continentales neógenas.

Al igual que en las transformaciones se distinguen dos caminos diferentes, -una sustracción o una adición de materia; en la neoformación pueden diferenciarse, igualmente, ambos caminos. La "caolinización" de los feldespatos es un fenómeno de neoformación por sustracción, que se produce en medios fuertemente lavados y ácidos.... Los iones son liberados por hidrólisis y los electrolitos evacuados, el aluminio puede unirse a la sílice y originar caolinita (MILLOT 1964).

Por el contrario, en medios confinados, alcalinos, ricos en cationes y en los que este enriquecimiento es progresivo pueden formarse minerales tales como ilitas, montmorillonitas, cloritas, sepiolitas y atapulgita.

1.2.4. - EL AMBIENTE DE LA SEDIMENTACION TRIASICA.

Al final del Permico, gran parte de Europa Occidental y de Africa del Norte se encontraba emergida. Dos mares existían al este de España y Francia., Al N.E. el mar de Zechstein, cuya zona central ocuparía la región actual de Turingia en Alemania, y se extendería por la mayor parte de Alemania y Europa del Norte hasta Rusia, era este un mar poco profundo con caracteres de mar interior. Por el contrario al S.E. un mar profundo, abierto ocupaba la parte oriental del Mediterráneo actual. Probablemente estos dos mares estaban separados por un ancho istmo situado en la actual Suiza uniendo la Europa occidental con la Plataforma Rusa.

Durante el Permico una intensa erosión había destruido la mayor parte de los relieves producidos durante la orogenia hercinica y los materiales erosionados, sedimentos groseros y mal clasificados son depositados en cuencas locales, colmatandolas y produciendo al mismo tiempo un nivelamiento del paisaje europeo, que de acuerdo con Ricour (1962) debía de tratarse de una superficie ondulada pero sin grandes desniveles topográficos. Sobre esta superficie se va a instalar el mar Triásico.

El mar que invadía el E. de Francia, las cuencas de Paris y del Jura, provenía de un desbordamiento del mar de Zechstein de acuerdo con Perrieaux (1961) durante el Buntsandstein se produce la transgresión marina en la que los sedimentos del Trias inferior se depositan en un medio continental en lagos de agua dulce y en ricos divagantes con frecuentes desbordamientos, al mismo tiempo que otros sedimentos pueden depositarse en un medio marino inestable, con inundaciones pasajeras y retirada de las aguas, es decir se trata de un mar con pulsaciones (RICOUR 1959-1962).

La influencia marina va siendo cada vez más acusada, extendiéndose las aguas por toda la llanura continental dando lugar a un mar de poca profundidad. Varias cuencas subsidentes en el interior de esta llanura continental son rellenadas por grandes espesores de sedimentos, pero las subsidencias son lentas, los descensos en los fondos de las cuencas son rápidamente compensados por la acumulación de nuevos sedimentos y los mares no adquieren mayor profundidad, poseyendo practicamente la misma que en las zonas estables, no subsidentes.

Las tierras emergidas no poseen relieves acusados y las costas son bajas e indecisas. Las aguas circulan sobre los continentes a débil velocidad y son incapaces de transportar otros productos que no sean partículas microscópicas ya en suspensión ya en solución. A partir del MUSCHELKALK la sedimentación toma un carácter químico acusado, alcanzando su climax en el Keuper.

El S. de Francia, España y el N. de Marruecos eran, en parte, ocupados por un amplio mar; el Tethys, que se extendía aproximadamente por el emplazamiento del actual Mediterraneo. Las zonas de mayor profundidad estaban situadas en el sector oriental. Por el contrario hacia el sur, Oeste y Noroeste se extendían amplias zonas de mucho menor profundidad, que correspondían en realidad a la plataforma del citado océano. No obstante la existencia de macizos y umbrales en esta plataforma costera aislaban diversas cuencas epicontinentales más o menos relacionadas entre sí con el océano oriental.

De acuerdo con VIRGILI (1958), las características del área sedimentaria española no fueron uniformes. La parte oriental de la península estaba ocupada por un mar de tipo epicontinental cuya profundidad aumentaba rápidamente con la distancia a la costa,

existiendo en la zona más meridional una zona mucho más profunda, un verdadero geosinclinal en el que se depositaron los materiales de facies alpina.

Entre el geosinclinal y la plataforma continental en la que se depositaron los sedimentos de facies germánica, existía una zona de tránsito, de profundidad intermedia en la que se depositaron sedimentos de facies intermedia que correspondía a la Subb  tica, Baleares y Catalanides.

En el N. de España existían dos pequeñas cuencas independientes, casi verdaderos mares interiores, la pirinaica y la cant  brica. Su profundidad fue siempre relativamente escasa y su evolución no siempre paralela al resto de la cuenca.

Esta rápida visión paleogeográfica, permite crear una idea del paisaje y de las condiciones de sedimentaci  n tri  sicas. Uno de los factores más importantes que presiden estas condiciones de sedimentaci  n, es indudablemente, el clima ya que este es el responsable de la alteración de los continentes y por tanto de la naturaleza de los productos enviados al mar. Seg  n MILLOT, PERRIAUX y LUCAS (1961) debía de tratarse de un clima c  lido, ni desértico ni tropical, con alternancia de estaciones secas y húmedas que provocan una alteración qu  mica bastante intensa de las rocas aflorantes. Los minerales silicatados son destruidos por hidrólisis con liberación de hierro que colorea los sedimentos detríticos. No obstante la hidrólisis no es tan intensa como en un clima tropical; los feldespatos alcalinos no son destruidos, los granos de cuarzo no son cariados, y la caolinita se encuentra en poca cantidad.

Este clima que domina sobre el Permico y se pro-

longa en el Triàsico determina que al final del Bundsandstein los continentes se encuentran muy erosionados y aplanados. Las aguas que discurren sobre ellos no poseen suficiente energìa para arrastrar partículas groseras; las acciones pedogenéticas son largas y màs completas; los feldespatos son poco a poco hidrolizados y transformados en minerales micáceos degradados; los cristales de cuarzo son muy fracturados y reducidos a una talla muy pequeña y probablemente solubilizados. Por tanto no es necesario invocar una variación en el clima para explicar la variación en la sedimentación, sino que la evolución geomorfológica de los continentes es suficiente. (LUCAS, 1962).

Bajo un clima cálido como el descrito y un mar epicontinental de decenas de kilòmetros, que separa el mar profundo de los continentes arrasados, la evaporación es muy intensa y los aportes de los continentes son insuficientes para restablecer las pérdidas de agua por evaporación. Se crean corrientes continuas desde el mar libre y profundo hacia el mar epicontinental, aporte de agua del mar libre que lleva consigo gran cantidad de sal con lo que el mar epicontinental va aumentando su salinidad. El proceso es similar al descrito por OCHSENIUS (1877) en las cuencas evaporíticas relacionadas con el mar; estos hechos explican la formación de los numerosos depósitos salinos que se suceden desde el Muschelkalk al Keuper, sin que sea necesario, como hace WALTHER (1900), el invocar un medio continental desértico.

Los estudios de FINATON (1934-1935) y de DEICHA (1942) han demostrado que un medio sobresalado, no es necesariamente un medio cerrado; basta que exista un equilibrio entre la evaporación y los aportes a la cuenca, de tal manera que la barra prevista

por OCHSENIUS (1877), puede ser sustituida por una gran superficie de agua con poca profundidad, o por un "alto fondo". Estas ideas estàn de acuerdo con los trabajos de SLOSS (1953) que explican la formaciòn de evaporitas en pleno mar, bajo la existencia de umbrales submarinos o de depresiones en el fondo.

1. 2. 5. - ANTECEDENTES MINERALOGICOS DEL TRIAS ESPAÑOL.

El Triàsico español, ha sido estudiado desde antiguo, y desde diversos puntos de vista, estratigràfico, paleogeogràfico, tectònico y mineralògico de minerales no arcillosos, como indican las obras de FAURA y SANS (1919); BATALLER y GUERIN (1930); RICHTER y TEICHMULLER (1933); BATALLER (1950); VIRGILI (1958); RIBA (1959); etc....

Pero hasta 1957 no aparece el primer trabajo de índole mineralògico en el que se estudien los minerales de la arcilla de estos sedimentos, MARTIN VIVALDI y MAC EWAN determinan y caracterizan por primera vez la clorita en sedimentos triàsicos españoles de la Cordillera Costero-Catalana.

Posteriormente en 1958, VIRGILI publica su extraordinaria monografía sobre el triàsico de los catalanides haciendo constar la presencia de Ilita en muestras del Keuper, Ilita y Montmorillonita en las del Muschelkalk e Ilita y Caolinita en las pertenecientes al Buntsandstein.

ALONSO y VIRGILI (1959) estudian por microscopía de polarizaciòn y por microscopía electrònica un posible paleosuelo, que aparece como un delgado nivel de arcillas en la base del

Trias catalan separàndolo del zòcalo Paleozoico. En èl, encuentran ilita y moscovita parcialmente degradada.

MARTIN VIVALDI y RODRIGUEZ GALLEGO (1961), en su trabajo sobre la identificaciòn de minerales de la arcilla en mezclas, al estudiar el comportamiento de las reflexiones de la caolinita y la clorita despuès de calentadas a diferentes temperaturas y atacadas por àcido sulfùrico, emplean clorita de tamaño arcilla perteneciente al Trias de facies alpina.

LUCAS (1962) cuando realiza su detallado estudio del Trias francès y del norte de Marruecos, efectua, tal como indica textualmente, un ràpido estudio de las arcillas del Trias español de algunos afloramientos del Pirineo catalàn, de la Cadena Costero-catalana y del "Bético de Malaga". Hace constar una gran similitud entre el Trias español, el francès y el marroquí. Asi mismo indica una reparticiòn, en el tiempo y en el espacio, de los minerales identica a la observada por èl en Francia y Marruecos.

La base del Trias es fundamentalmente ilitica. La ilita, acompañada de caolinita o de clorita, caracteriza a las facies detríticas. A medida que se asciende en las columnas estratigràficas y los sedimentos van perdiendo su caràcter detrítico los interestratificados de tipo ($14_c - 14_m$) y la clorita aparecen, siendo èsta última abundante en los Pirineos y en el "Bético de Malaga".

KRUMM (1969) señala la presencia de kanditas e ilitas en el Buntsandstein inferior de España. Las cloritas segùn este autor se encuentran restringidas al Muschelkalk inferior, los interestratificados y las esmectitas al Muschelkalk superior y al Keuper medio (Carniense - Noriense) y la sepiolita al Keuper supe-

rior (Noriense-Retiense) siendo esta prácticamente el único mineral presente en estos pisos.

MARFIL (1969) en su Tesis Doctoral sobre el Keuper del sector meridional de la Cordillera Ibérica, estudia la fracción menor de 5 micras por ATD y microscopía electrónica encontrando que las cloritas "verdaderas" como las "seudocloritas" (hinchadas) y los interestratificados de tipo "corrensita" son los minerales dominantes, incluso estiman que su porcentaje es superior al 50%. Admite que el porcentaje de clorita aumenta a medida que se asciende en las series y se adentra en la cuenca. Considera que el tipo de clorita correspondería a una penninaclinodoro.

Posteriormente ALONSO y MARFIL (1970) publican un estudio morfológico, por microscopía electrónica, sobre las cloritas de Keuper de la Cordillera Ibérica, encontrando numerosos cristales de clorita con hábito rómbico, que al comparar con una clorita de Méjico de tipo chamosita, también de hábito rómbico les induce a suponer que la clorita del Keuper de tipo clinocloro pueden por procesos postsedimentarios transformarse en chamosita.

GONZALEZ MARTINEZ, FENOL HACH-ALI y MARTIN VIVALDI (1970) estudian la composición mineralógica del Trias de facies alpina de los cuatro mantos de corrimiento que componen el complejo Alpujarride al S. de Sierra Nevada, encontrando clorita, caolinita, moscovita y paragonita, este último mineral determinado por primera vez en materiales triásicos alpinos, es originando por reacción de la caolinita con el ClNa . Esta reacción produciría una acidificación del medio que ocasionaría la degradación parcial de las cloritas, que justificaría la baja cristalinidad de las

cloritas encontradas por ellos.

SANCHEZ CELA (1971) estudia el Trias Prebètico en la zona de Linares-Alcaraz y encuentra en las muestras del Bunt sandstein ilita, en los del Muschelkalk caolinita, ilita y clorita hinchable y en las del Keuper, ilita fundamentalmente. Estas variaciones mineralógicas llevan al autor a invocar un cambio climático durante el Triàsico medio.

MARFIL, ALONSO y GARCIA (1971) estudian el material cementante del Trias inferior de la Cordillera Ibèrica y encuentran montmorillonita de tipo montronita, vermiculita, ilita, micas, caolinita, dikita y clorita. Esta mineralogía es explicada por los autores por una serie de fenómenos de transformación por agradación y degradación e incluso de diagènesis, contemporáneos.

CABALLERO y LOPEZ AGUAYO (1972) y LOPEZ AGUAYO y CABALLERO (1972) presentan en la VI Reunión del Grupo Español de Sedimentología la primera síntesis sobre las condiciones genéticas de los minerales de la arcilla en cuencas Triàsicas y Cretácicas inferiores (Facies Wealdense) españolas. En ella establecen la evolución de las cuencas Triàsicas españolas desde un carácter detrítico durante el trias inferior, con marcado detritismo, hasta el químico alcalino de algunas cuencas del Trias superior. Justifican la gènesis de los minerales interestratificados, de las esmectitas, cloritas bien cristalizadas y paligorskitas.

1. 3. - MINERALES ARCILLOSOS SIMPLES E INTERESTRATIFICADOS DEL TRIAS ESPAÑOL

En el presente apartado expondremos algunos ejemplos de los diferentes minerales triàsicos encontrados por nosotros en las cuencas estudiadas. Estos ejemplos han sido ilustrados con los diagrama de difracciòn de rayos-x obtenidos sobre las muestras naturales, tratadas con etilen-glicol y calentadas a 500° C. Los difractogramas han sido denominados: N, EG y 550° respectivamente.

Realizaremos un detallado comentario de cada uno de los ejemplos con objeto de establecer claramente cuales han sido los criterios seguidos para la determinaciòn de la composiciòn mineralògica de las muestras estudiadas por difracciòn de rayos-x, con objeto de evitar en el capítulo III (Resultados experimentales) la monotonía de exponer màs de treientos diagramas de difracciòn realizados en la elaboraciòn del presente trabajo.

Para la obtenciòn de estos diagramas se han realizado las siguientes operaciones:

- Estracciòn de la fracciòn $< 2 \mu$
- Preparaciòn de tres agregados orientados
- Saturaciòn en atmòsfera con etilen-glicol de uno de los agregados orientados
- Calentamiento durante dos horas a 550° C de otro de los agregados orientados.
- Obtenciòn de los diagramas de difracciòn de los tres agregados orientados. Procurando, en especial, que el agregado orientado calentado a 550° C no se rehidrata se.

Estas operaciones han sido descritas con detalle en el capítulo II (Material y Métodos Experimentales).

I. - CAOLINITA. - Dos diagramas son expuestos para ilustrar el comportamiento de este mineral frente a los diferentes tratamientos.

Muestra CS-4. - Serie de Chiclana de Segura. Trias indeterminado (figura 9).

En esta muestra la caolinita (reflexiones a $7,2 \overset{\circ}{\text{\AA}}$; $3,58 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ y $2,60 \overset{\circ}{\text{\AA}}$) aparece acompañada de una gran cantidad de ilita ($10,1$; $5,01$; $3,33 \overset{\circ}{\text{\AA}}$). Puede observarse como el tratamiento con etilen-glicol no afecta a los espaciados, por el contrario el calentamiento durante dos horas a 550°C determina la desaparición de todas las líneas de la caolinita.

Muestra PH-17C. - Serie de Puerto de Horna. - Keuper, sup. (figura 10).

En esta muestra la caolinita ($7,2$; $3,5 \overset{\circ}{\text{\AA}}$) es el mineral que se encuentra en menor proporción frente a la ilita ($9,92$; $4,99$; $3,32 \overset{\circ}{\text{\AA}}$) y a la montmorillonita ($14,86$; $7,2 \overset{\circ}{\text{\AA}}$, etc.). La presencia de montmorillonita determina que el pico a $7,2 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ se abra hacia los pequeños ángulos ya que una reflexión ancha (002) de la montmorillonita solapa con la (001) de la caolinita.

II. - ILITA. - Tres diagramas han sido seleccionados para ilustrar

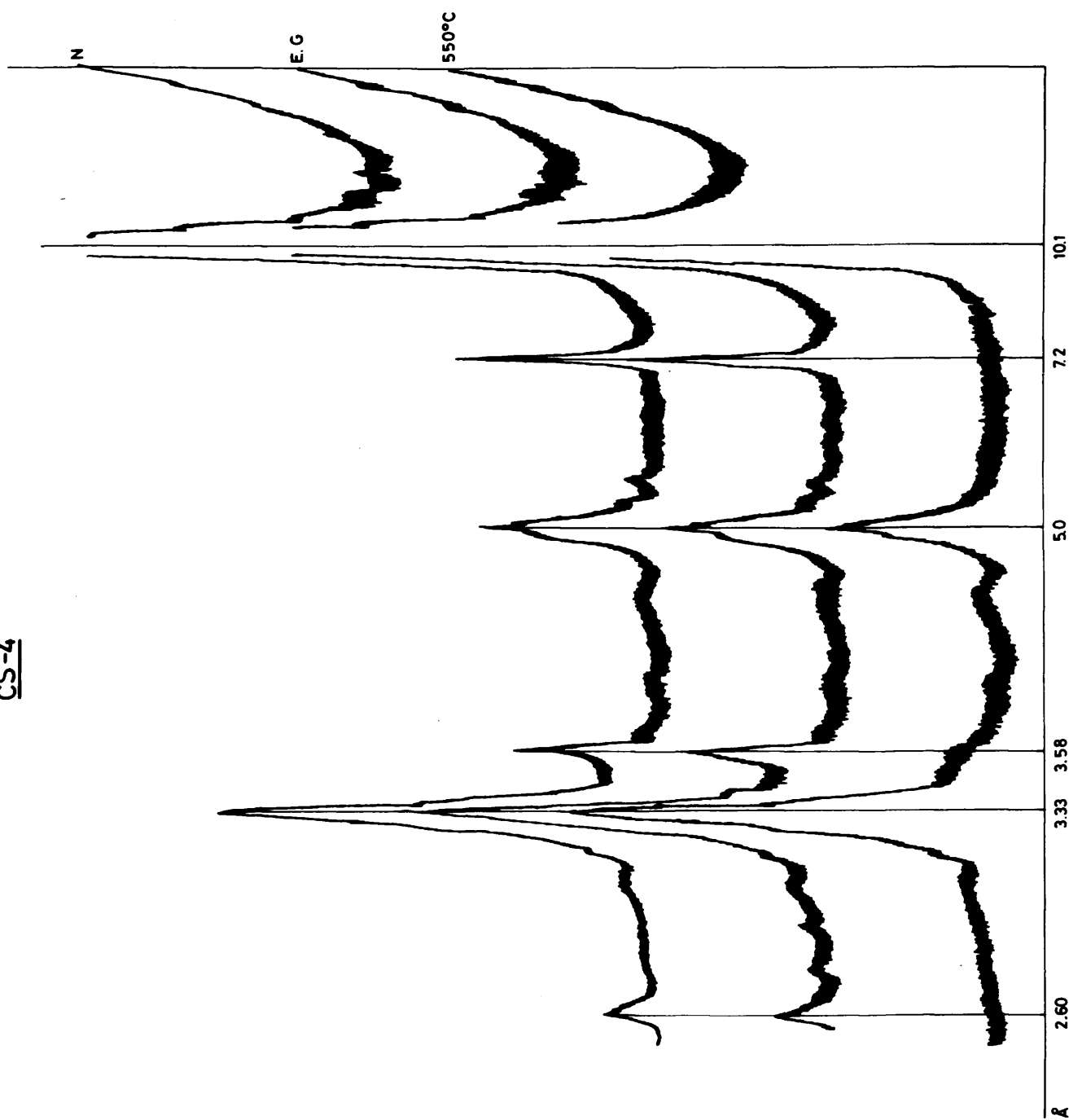


Fig. 9

PH-17C

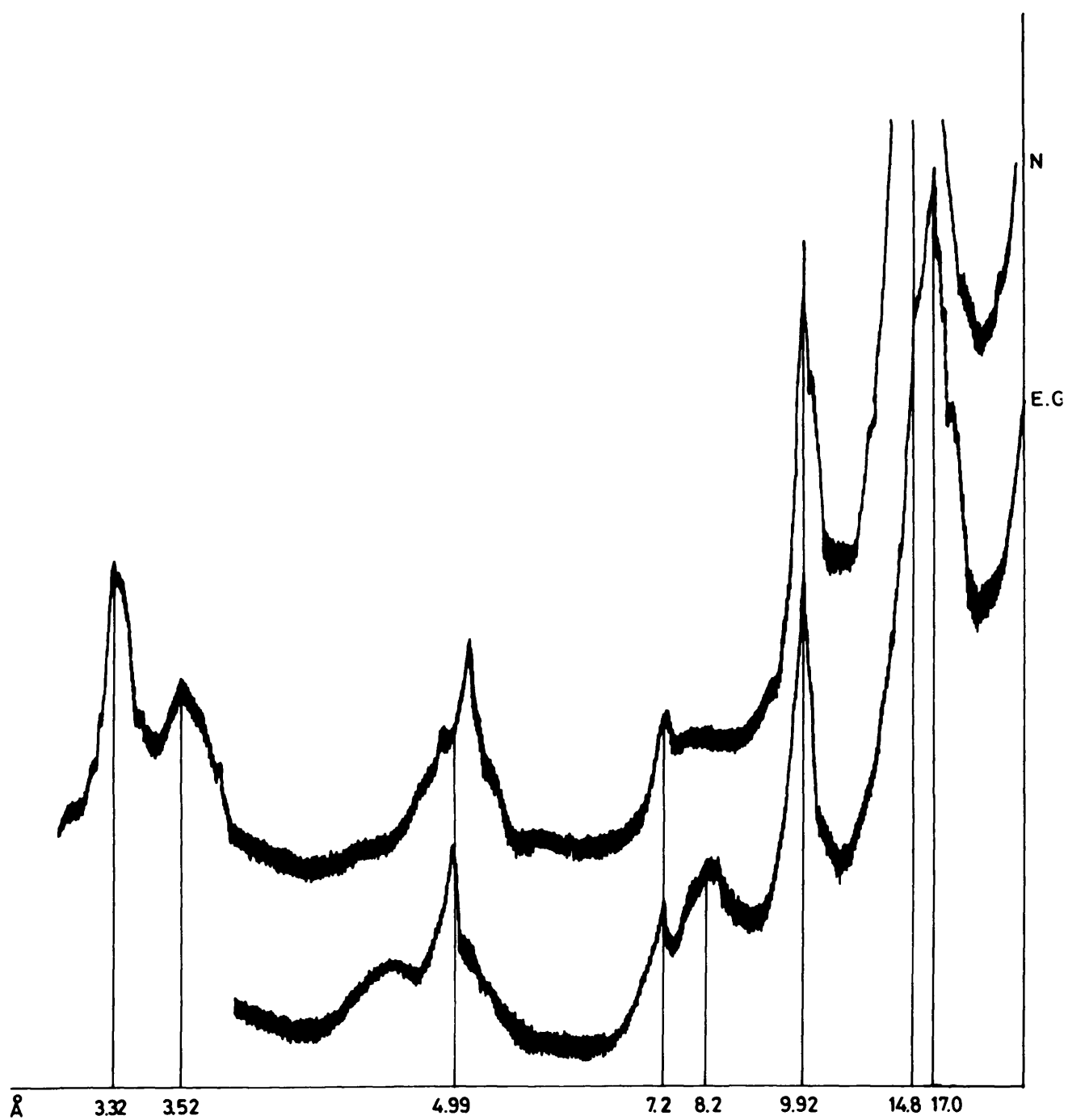


Fig. 10

el comportamiento de los minerales mecánicos triásicos frente a los diferentes tratamientos.

Muestra V-12. - Serie Viñon. Permotrias. (figura 11).

El diagrama de difracción sin tratamiento previo (N) presenta un ancho pico a $10,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ dentado y algo abierto hacia pequeños ángulos, bastante más irregular que los picos a $4,99 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ y $3,33 \overset{\circ}{\text{\AA}}$.

En el tratamiento con etilen-glicol (EG) puede observarse como el pico a $10,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ se abre aún más hacia los pequeños ángulos, mientras los restantes permanecen invariables.

En el calentamiento a 550°C el pico a $10,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ aparece con una gran simetría, estrechándose y perdiendo las indentaciones y abertura hacia los pequeños ángulos.

Este tipo de illita que en su comportamiento frente al etilen-glicol y calentamiento recuerda en cierto modo a la montmorillonita es determinado por LUCAS (1962) I_M . Nosotros preferimos emplear el término de illita "abierta".

Muestra CS-5. - Serie de Chiclana de Segura. Trias indeterminado. Posible Muschelkalk, (Figura 12).

En esta muestra es fácil observar como las reflexiones a $10,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$, $5,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ y $3,33 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ no sufren ninguna variación visible frente a los diferentes tratamientos. No obstante, la indentación de la reflexión a $10,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ y la abertura hacia los pequeños

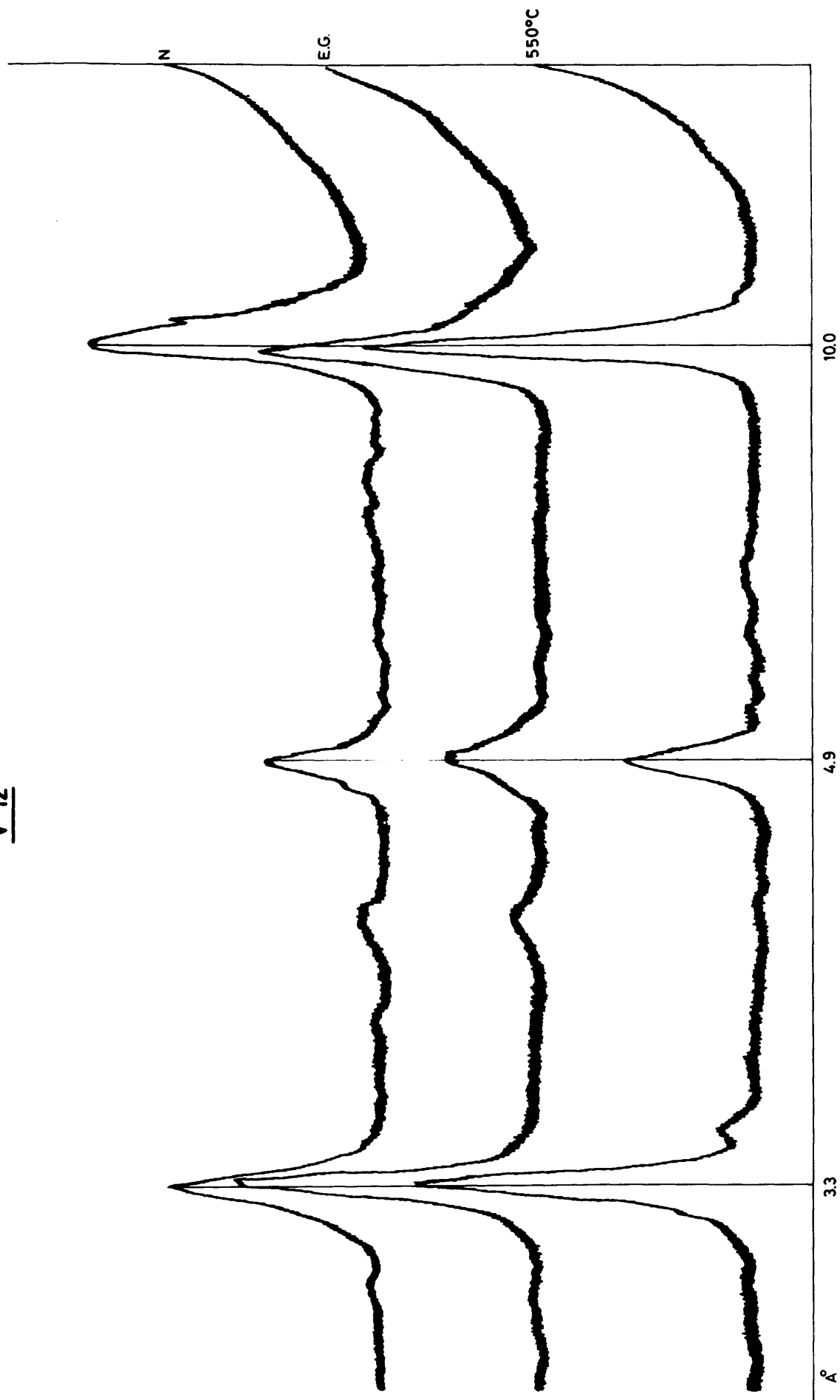


Fig. 11

CS-5

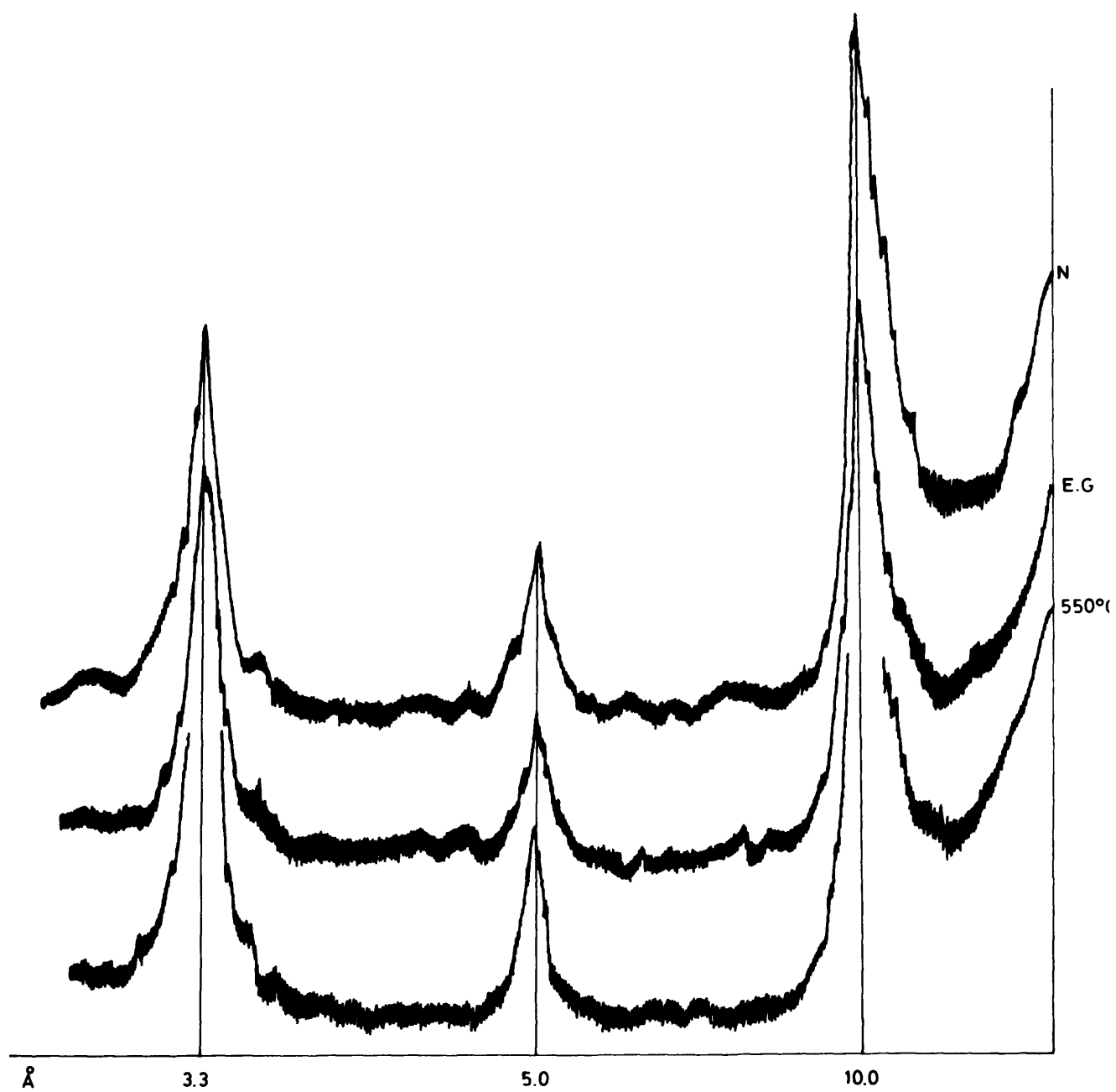


Fig. 12

C-1

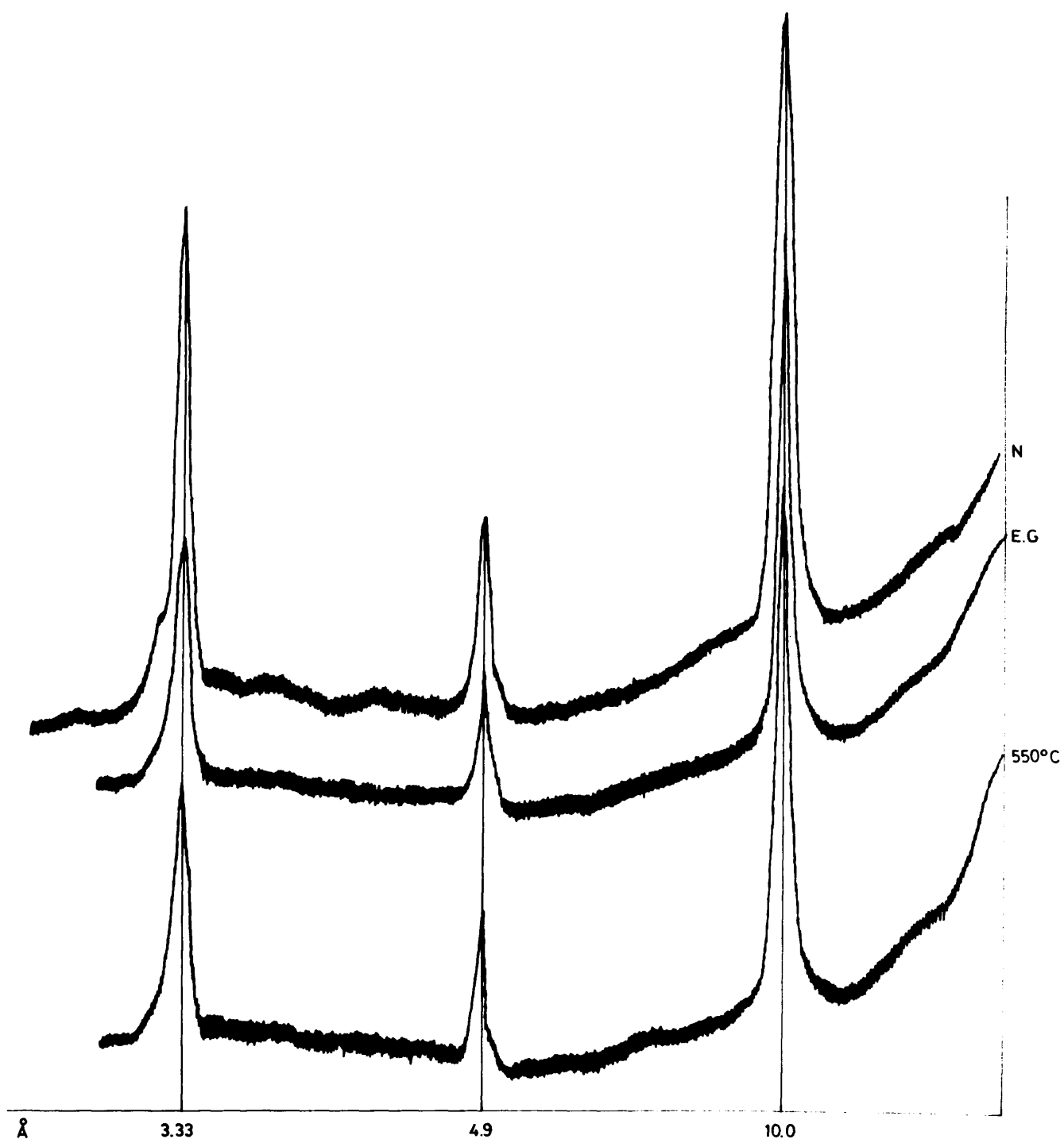


Fig. 13

ángulos nos confirma que se trata de una ilita "abierta", aunque indudablemente con un grado de cristalinidad mayor que la descrita anteriormente. Esto está plenamente de acuerdo con las ideas de Grim (1962) que señala la posibilidad de que existan todos los términos intermedios entre las ilitas y las micas bien cristalizadas.

Muestra C-1. - Serie Camoca. Permotrias. (figura 13)

En este ejemplo puede observarse como los picos a $10,0 \text{ \AA}$, $4,9 \text{ \AA}$ y $3,33 \text{ \AA}$ son muy simétricos y no se abren hacia los pequeños ángulos, en especial el pico a $10,0 \text{ \AA}$. Los tratamientos con etilen-glicol y calentamiento no afectan la simetría del pico.

Este tipo de mineral micáceo goza indudablemente de una cristalinidad superior a los de las ilitas abiertas. Nosotros hemos decidido denominarlo con el apelativo de "ilita-mica". El estudio por microscopio electrónico ha revelado, como veremos más adelante, efectivamente un mayor tamaño de partícula para estos minerales, en comparación con las ilitas propiamente dichas.

III. - SEPIOLITA. - Dos diagramas han sido escogidos para exponer el comportamiento de este mineral fibroso.

Muestra M-9. - Serie Monteara. Keuper (figura 14).

El diagrama de difracción de la muestra sin

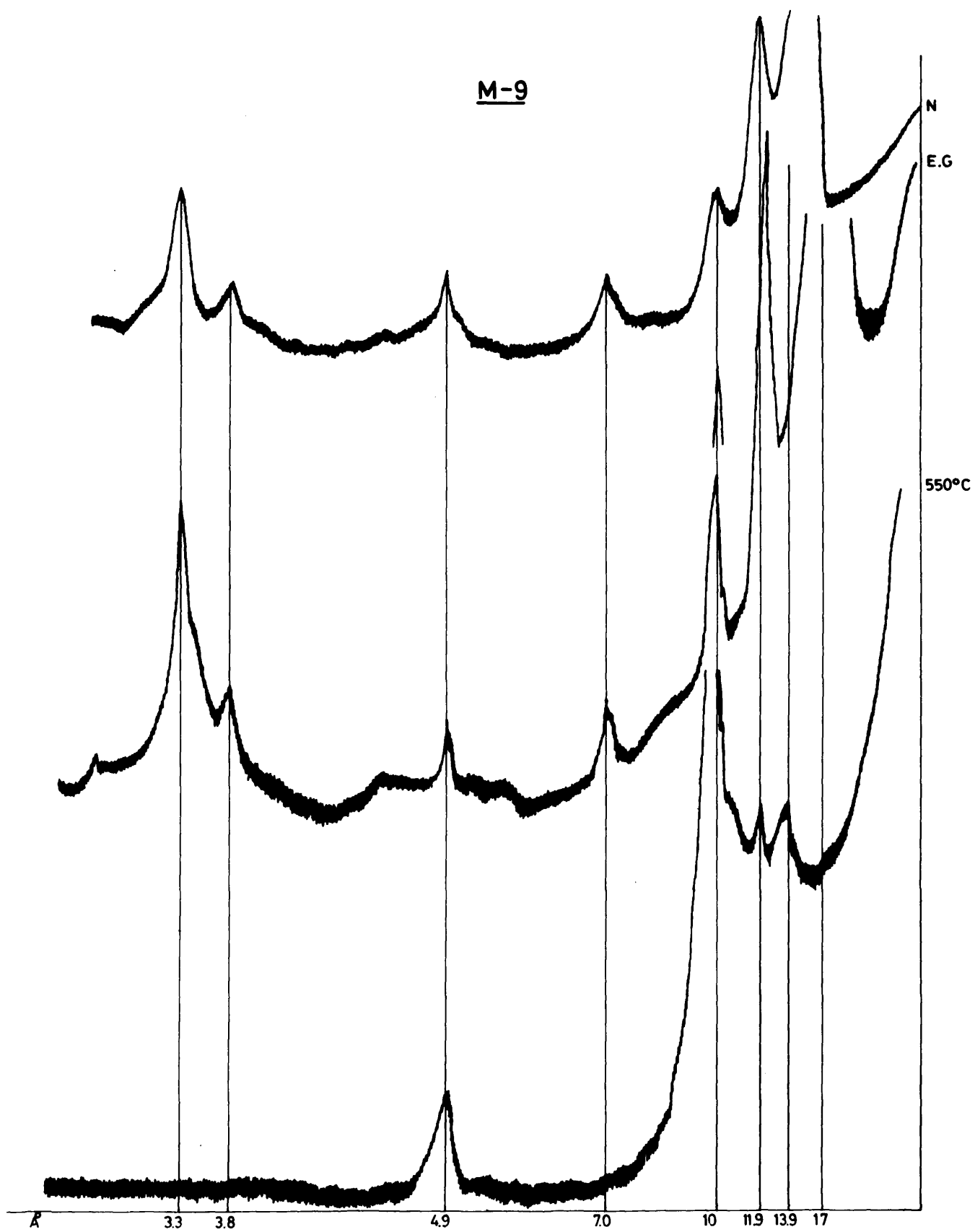


Fig. 14

M-4

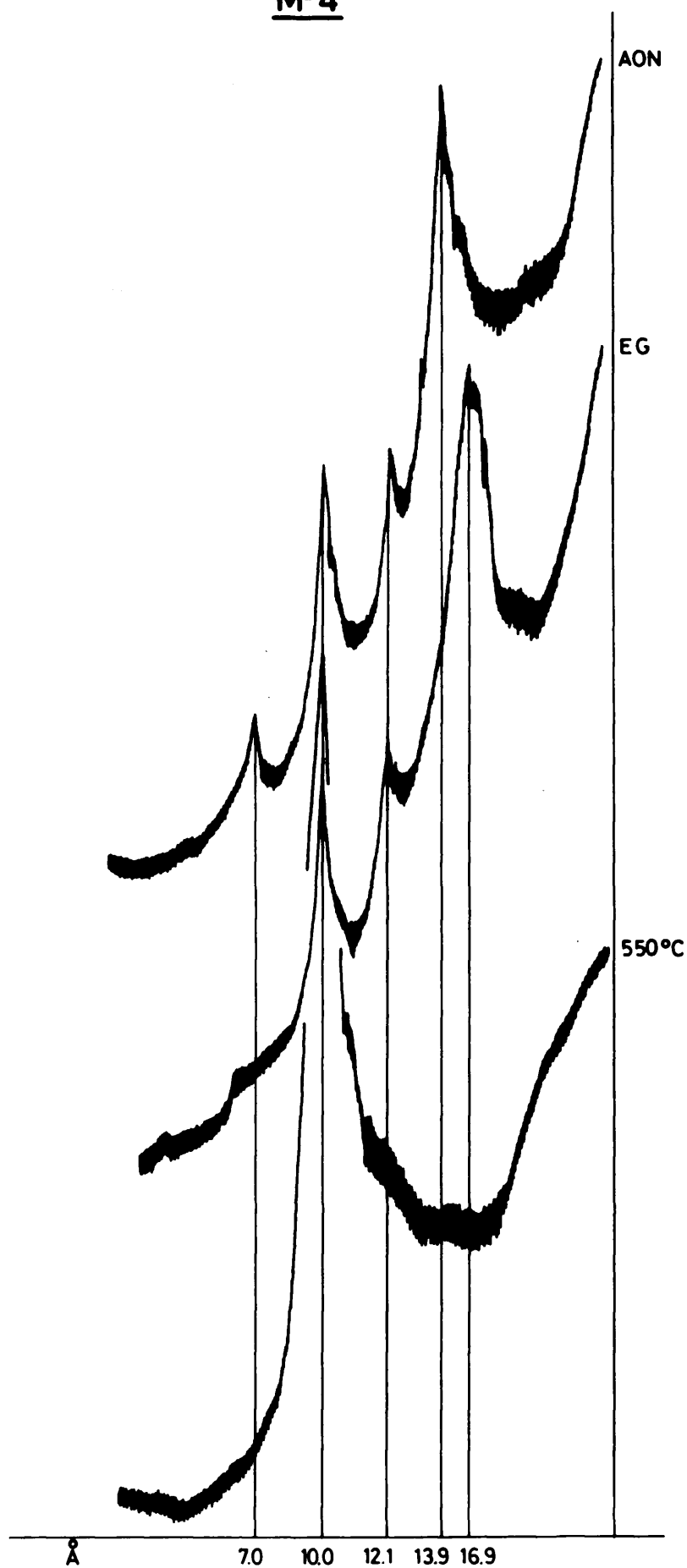


Fig. 15

tratamiento previo presenta un pico neto a $11,9 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ junto con las reflexiones a $4,9 \overset{\circ}{\text{\AA}}$, $4,60 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ y $3,80 \overset{\circ}{\text{\AA}}$; la reflexión a $7,6 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ no aparece claramente pero puede observarse que el pico a $7,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ está abierto hacia los pequeños ángulos.

En el diagrama tratado con etilen-glicol puede observarse que no existe ningún cambio notable en estas líneas.

En el calentamiento a 550°C se observa que desaparecen todas las reflexiones anteriores salvo la $4,9 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ (en este caso exclusivamente de la illita). La reflexión a $10 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ se ve reforzada debido al paso de la reflexión a $12 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ de la sepiolita a $10 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ y al mismo tiempo por el paso de la reflexión (001) de la montmorillonita a $10 \overset{\circ}{\text{\AA}}$.

En esta muestra existen junto a la sepiolita, illita, caolinita, clorita, montmorillonita y un interstratificado del tipo $(10_i - 14_c)$.

Muestra M-4. Serie Montañana. Keuper (figura 15).

En esta muestra puede observarse un comportamiento similar al descrito en los párrafos anteriores para las reflexiones que corresponden a la sepiolita ($12,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$; $7,6 \overset{\circ}{\text{\AA}}$; $4,9 \overset{\circ}{\text{\AA}}$). Junto a este mineral se encuentran montmorillonita e illita.

IV. - CLORITA. - Tres ejemplos han sido elegidos para mostrar los diferentes diagramas de difracción que pueden presentar este mineral.

A-5

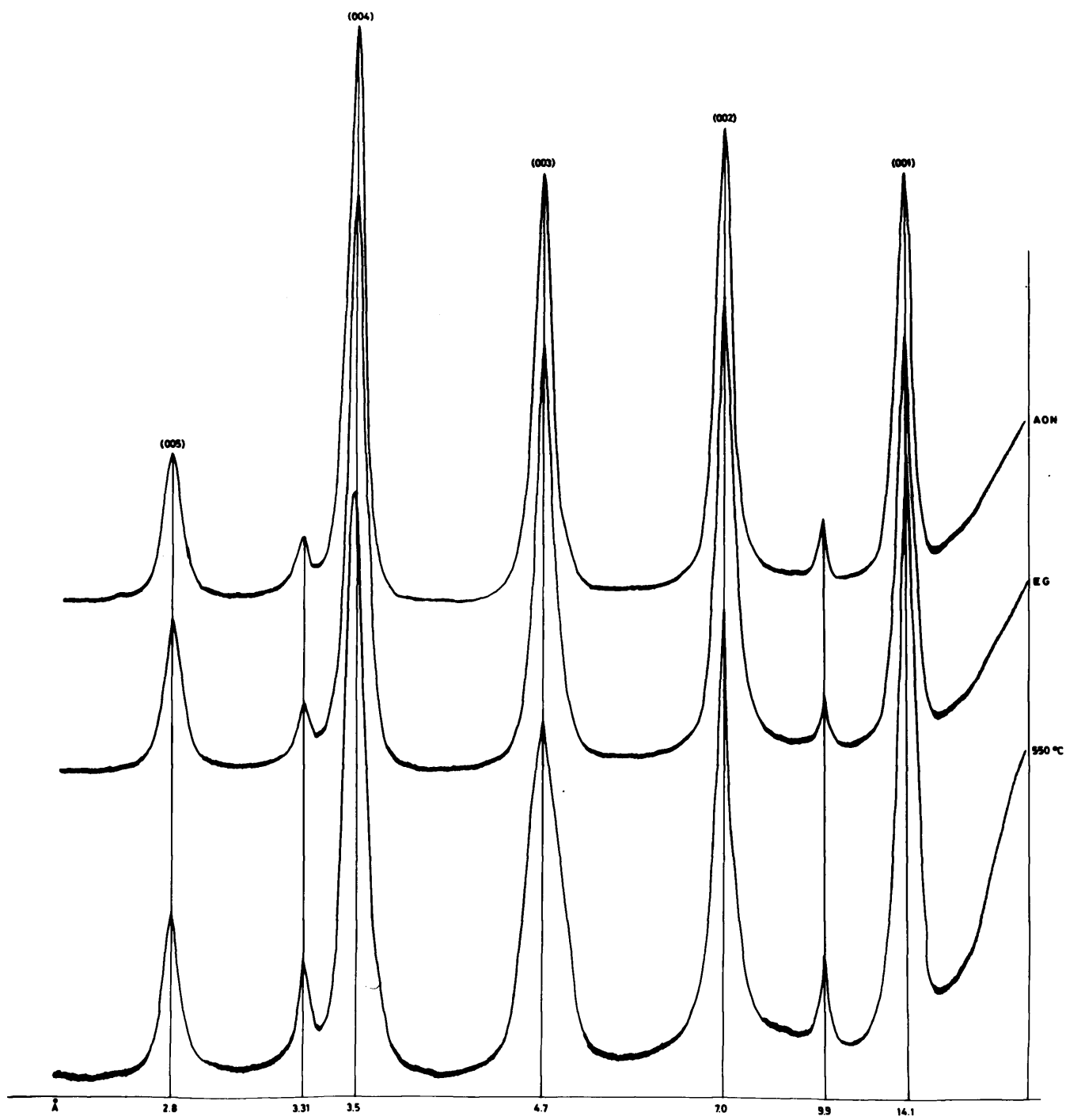


Fig. 16

Muestra A-5. - Serie Ambas. Keuper (figura 16).

La clorita de esta muestra presenta uno de los registros más claros y nítidos que hemos podido observar en las muestras triásicas estudiadas. Indudablemente se trata de un mineral que goza de una gran cristalinidad.

Puede observarse en el diagrama sin tratamiento previo como los picos que corresponden a las reflexiones basales son agudos y gozan de una gran simetría.

Después del tratamiento con etilen-glicol no se observa ningún cambio en el diagrama.

En la muestra calentada a 550° C puede observarse como las intensidades de las líneas a $14,1 \overset{\circ}{\text{Å}}$ (001) y $7,0 \overset{\circ}{\text{Å}}$ (002) se invierten, disminuyendo sensiblemente la intensidad de esta última, permaneciendo las restantes reflexiones invariables.

Esta muestra contiene junto a la clorita una pequeña cantidad de illita ($9,9 \overset{\circ}{\text{Å}}$; $4,9 \overset{\circ}{\text{Å}}$ englobada dentro de la $4,7 \overset{\circ}{\text{Å}}$ de la clorita y $3,3 \overset{\circ}{\text{Å}}$).

Muestra C-4. - Serie Camoca. Permotrias (figura 17).

Los diagramas de difracción de la clorita que se encuentra en esta muestra, presentan sensibles diferencias con los expuestos anteriormente.

En el diagrama sin tratamiento previo pueden indicarse como diferencias notables, la mayor intensidad de la reflexión a $14,2 \overset{\circ}{\text{Å}}$ (001) frente a la de $7,1$ (002), al mismo tiempo pueden observar-

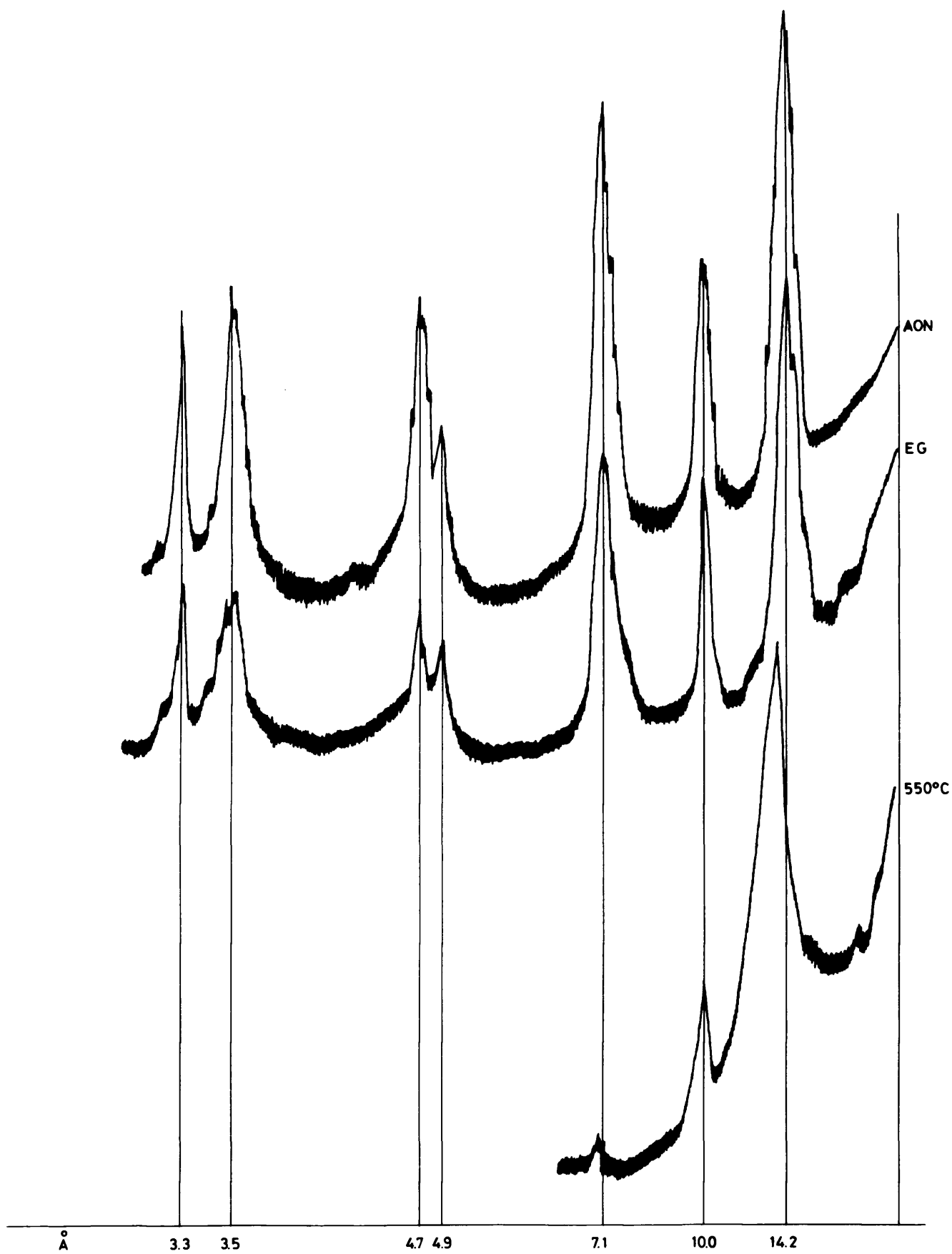


Fig. 17

se como los picos de difracción de las reflexiones basales (001), (002), (003), etc.... no gozan de la simetría y nitidez que los del diagrama anterior. Es tos están ligeramente abiertos hacia los pequeños ángulos, al igual que presentan indentaciones. No obstante los picos son en este caso, aún bastante agudos.

En el diagrama obtenido después del tratamiento con etilen-glicol puede verse como la reflexión (001) ha experimentado un ligero cambio aumentando su espaciado a $14,5 \overset{\circ}{\text{\AA}}$, las restantes reflexiones permanecen iguales excepto la de $7,1 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ que se abre ligeramente hacia pequeños ángulos.

Después del calentamiento a 500°C casi desaparece la reflexión a $7,1$ (002) y se refuerza la reflexión (001) que aparece a $13,7 \overset{\circ}{\text{\AA}}$, al mismo tiempo que presenta una ligera asimetría abriéndose hacia la región de mayores ángulos.

Indudablemente en este caso nos encontramos ante una clorita cuya cristalinidad es inferior a la descrita en el ejemplo anterior; en su estructura de ben existir láminas con tendencia a hinchar frente al etilen-glicol y a colapsar cuando se calienta. Este tipo de cloritas deben poseer capas de montmorillonita interlaminadas.

Muestra H-6. - Serie de Hornos. Keuper (figura 18).

En esta muestra puede apreciarse en el A. O. sin tratamiento previo como la reflexión a $14,1 \overset{\circ}{\text{\AA}}$

H-6

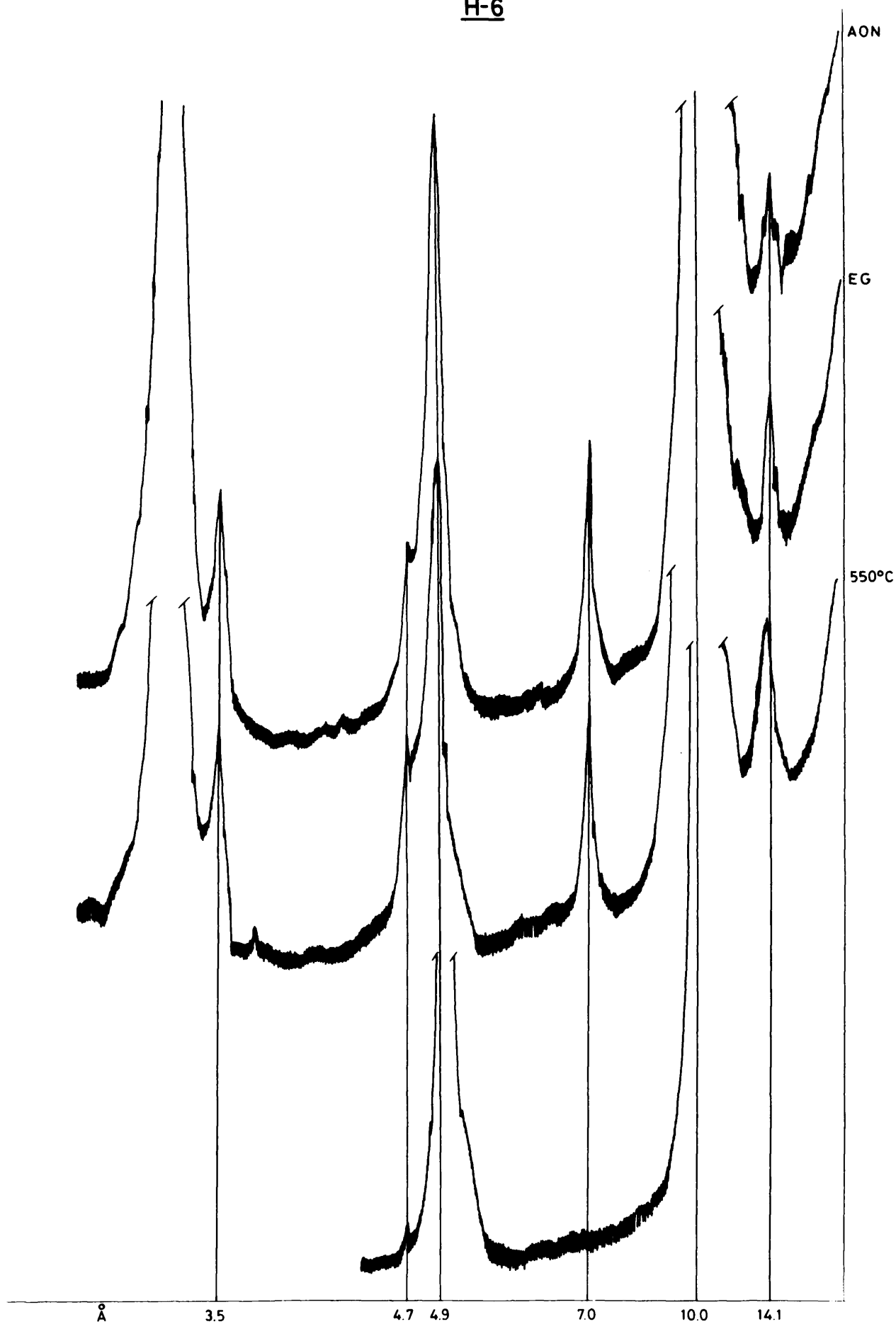


Fig. 18

se presenta muy dentada y ligeramente abierta hacia los pequeños ángulos.

El tratamiento con etilen-glicol determina el paso de la reflexión anterior a $14,2 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ al mismo tiempo que se abre ligeramente hacia los pequeños ángulos.

Después del calentamiento a 550°C puede observarse como la reflexión desciende a $13,8 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ y se abre hacia los grandes ángulos, aumentando ligeramente en intensidad; por el contrario la reflexión (002) a $7 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ desaparece.

A la vista de este ejemplo y comparándolo con los anteriores, hemos de suponer que se trata en este caso de una clorita labil en la que la capa brucítica no esta completa.

V. - CLORITA HINCHABLE. - Un ejemplo ha sido seleccionado para mostrar el comportamiento de este mineral frente a los diferentes tratamientos.

Muestra M-3. - Serie Monteara. Keuper (figura 19)

En el diagrama obtenido sin tratamiento previo, puede observarse un pico simétrico pero muy dentado a $14,2 \overset{\circ}{\text{\AA}}$.

En el tratamiento con etilen-glicol este pico de $14,2 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ pasa a $17,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ dando un pico ancho y muy dentado.

En el calentamiento a 550° después de dos horas, puede observarse como el pico a $17,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ ha desaparecido pasando a $10,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ (aumenta su inten-

M-3

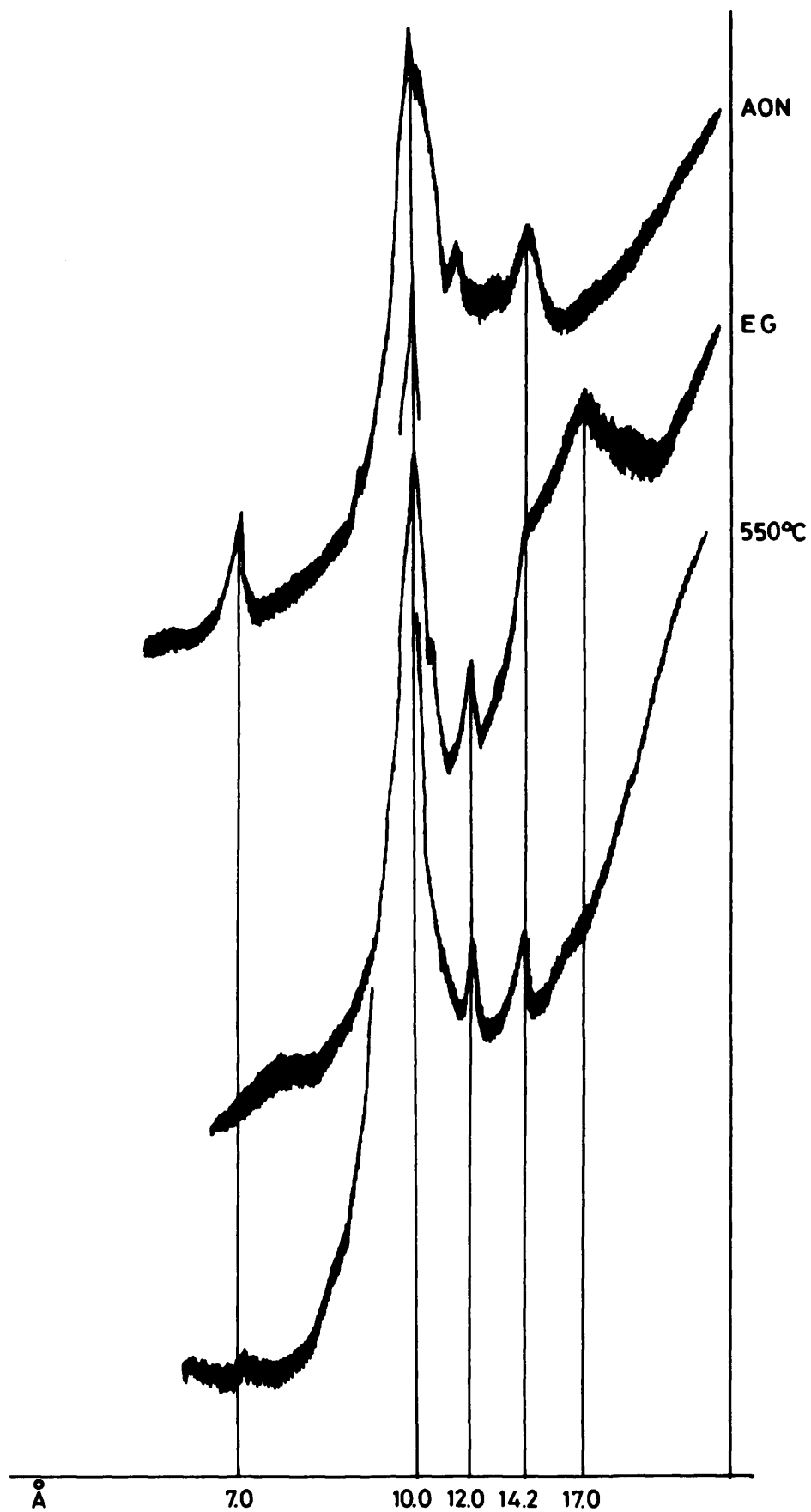


Fig. 19

sidad) salvo un pequeño pico que permanece a $14,2 \overset{\circ}{\text{\AA}}$.

En el diagrama sin tratamiento previo en el espaciado de $14,2 \overset{\circ}{\text{\AA}}$, coinciden las reflexiones (001) de la montmorillonita y de la clorita hinchable, igual ocurre en el pico a $17,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ después de tratar la muestra con etilen-glicol. Solo cuando se calienta a 550°C se separan las reflexiones (001) de ambos minerales ya que la montmorillonita colapsa a $10,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ y la clorita hinchable a $14,2 \overset{\circ}{\text{\AA}}$.

Junto a la clorita hinchable aparecen en esta muestra montmorillonita, illita y un interestratificado ($10_i - 14_c$). Posiblemente existe también clorita normal ya que en el diagrama tratado con etilen-glicol se adivina una reflexión a $14,2 \overset{\circ}{\text{\AA}}$.

VI. - VERMICULITA. - En el ejemplo que se expone a continuación aparece el comportamiento de este mineral frente a los diferentes tratamientos.

Muestra A-7. - Serie Ambas; Keuper. (figura 20).

El diagrama de difracción sin tratamiento previo presenta un gran pico muy simétrico a $14,1 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ seguido de picos, también muy netos a $10,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$; $7,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$; $4,9 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ y $4,7 \overset{\circ}{\text{\AA}}$.

En el tratado con etilen-glicol no se observa ninguna variación sensible en cuanto a las intensidades y espaciados de las líneas de difracción citadas anteriormente.

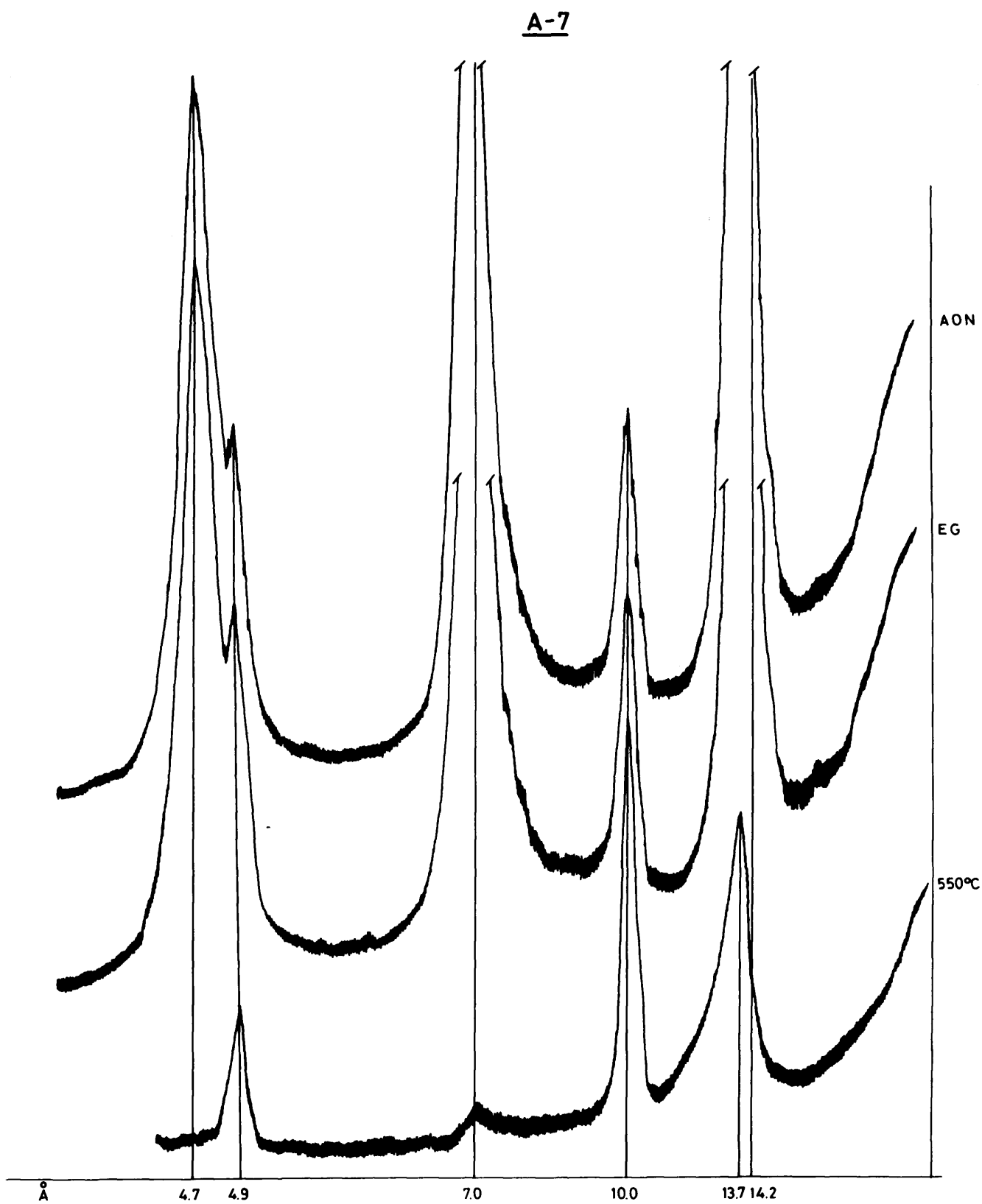


Fig. 20

Por el contrario después del tratamiento a 550° C puede observarse como la línea que existía en torno a los $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ desciende a $13,7 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ al mismo tiempo que disminuye de intensidad, y aumenta sensiblemente la intensidad de la línea a $10,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ desapareciendo la reflexión a $7,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$.

En el diagrama sin tratamiento previo, la reflexión a $14,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ pertenece a las reflexiones (001) de la clorita y (002) de la vermiculita, así como la $7,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ pertenece a la (002) de la clorita y (004) de la vermiculita; la reflexión a $4,7 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ pertenece a la (003) de la clorita y a la (006) de la vermiculita.

En el tratamiento con etilen-glicol no afecta las reflexiones de los minerales presentes. Al calentar a 550° C la reflexión en torno a los $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ disminuye en intensidad y al mismo tiempo la reflexión en torno a los $10 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ aumenta debido al colapso que sufre la vermiculita al calentar su estructura, pasando su reflexión (002) de $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ a $10 \overset{\circ}{\text{\AA}}$. La reflexión a $7 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ desaparece después del calentamiento de la clorita y al colapsamiento de la vermiculita.

Acompañan a la vermiculita en esta muestra, clorita e ilita.

VII. - MONTMORILLONITA. - Dos ejemplos han sido seleccionados para exponer el comportamiento de este mineral.

Muestra M-4. Serie Monteana. Keuper (figura 21).

El diagrama de difracción sin tratamiento

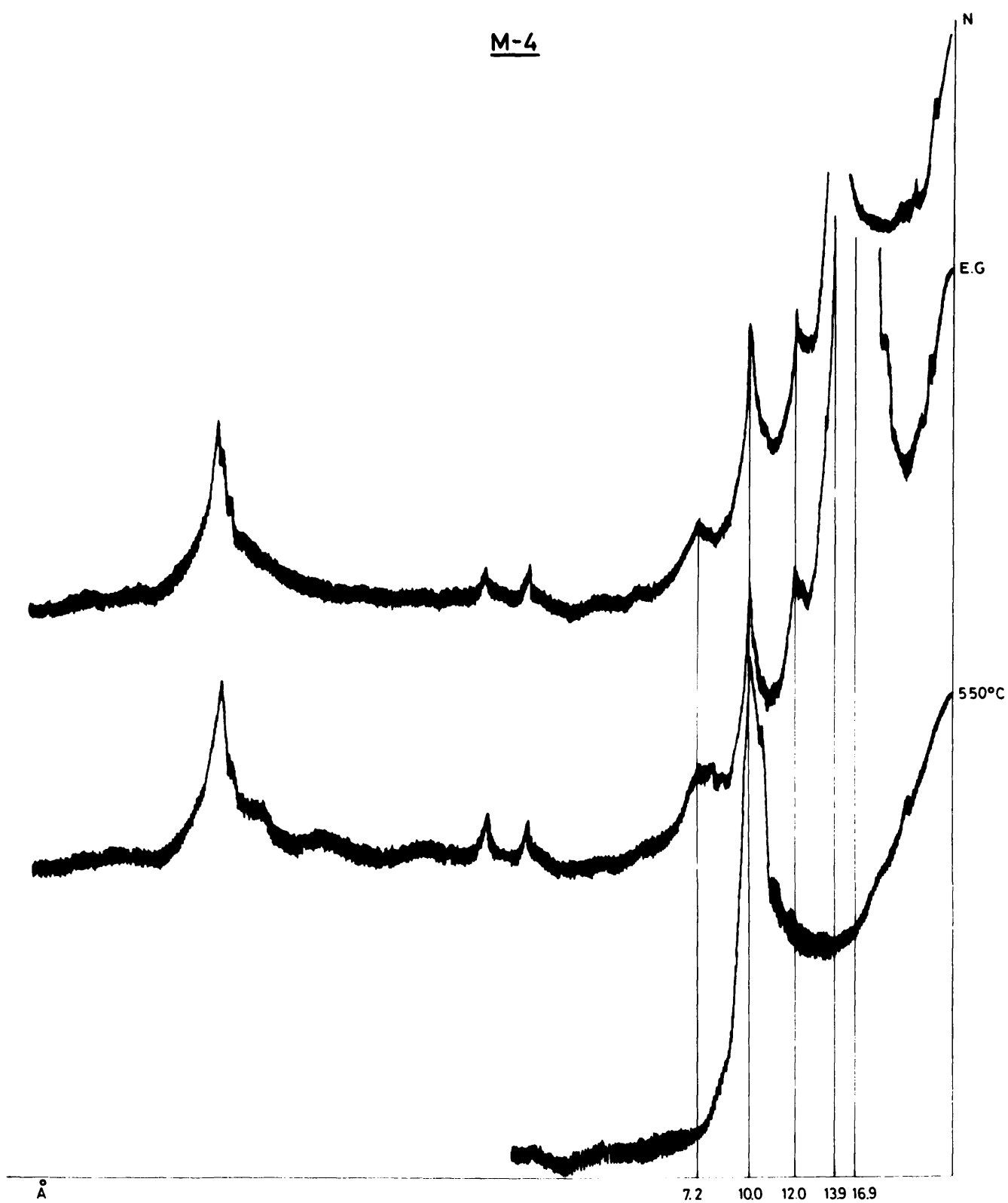


Fig. 21

CM-8

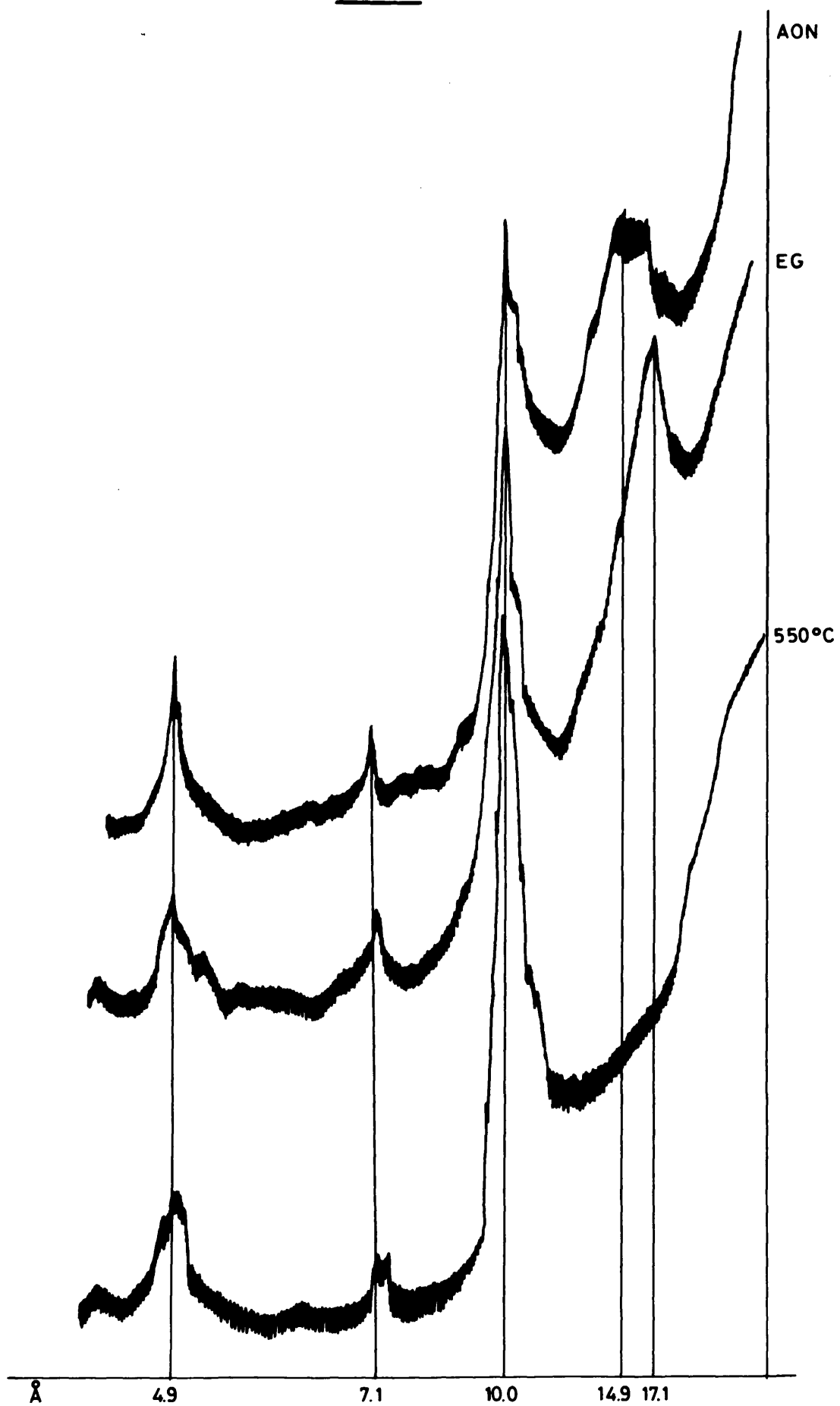


Fig. 22

previo presenta un gran pico simétrico pero muy den-
tado a $13,9 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ seguido de picos que pertenecen a se-
piolita ($12,1 \overset{\circ}{\text{\AA}}$) y a illita ($10,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$). Después del tra-
tamiento con etilenglicol el pico a $13,9 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ pasa a
 $16,9 \overset{\circ}{\text{\AA}}$. Espaciado que desciende a $9,9 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ al co-
lapsar el mineral después del calentamiento a 550°
C.

Muestra CM-8. Serie Cerro Mortero. Keuper inferior. (figura 22).

Comportamiento similar al descrito en el
apartado anterior, presenta la primera reflexión
de la montmorillonita. En este caso se encuentran
acompañándola caolinita e illita.

VIII. -INTERESTRATIFICADO ($10_i - 14_c$). -Un ejemplo ha sido se-
leccionado para mostrar el comportamiento de este interestratifi-
cado frente a los diferentes tratamientos.

Muestra M-7. Serie Monteara. Keuper. (figura 23).

En el diagrama sin tratamiento previo pue-
de observarse como en la región de los $12 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ apa-
rece un pequeño pico que está incluido en casi su
totalidad en el de $14,8 \overset{\circ}{\text{\AA}}$.

Después del tratamiento con etilenglicol es-
te pico no varía su espaciado sensiblemente y se
resuelve un pico a $23,6 \overset{\circ}{\text{\AA}}$.

El diagrama obtenido después de calentar a
 550° C muestra espaciados a $24,2 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ y a $12,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$.

El comportamiento de los picos en torno a
 $12 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ y a $24 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ indica que el mineral está formado

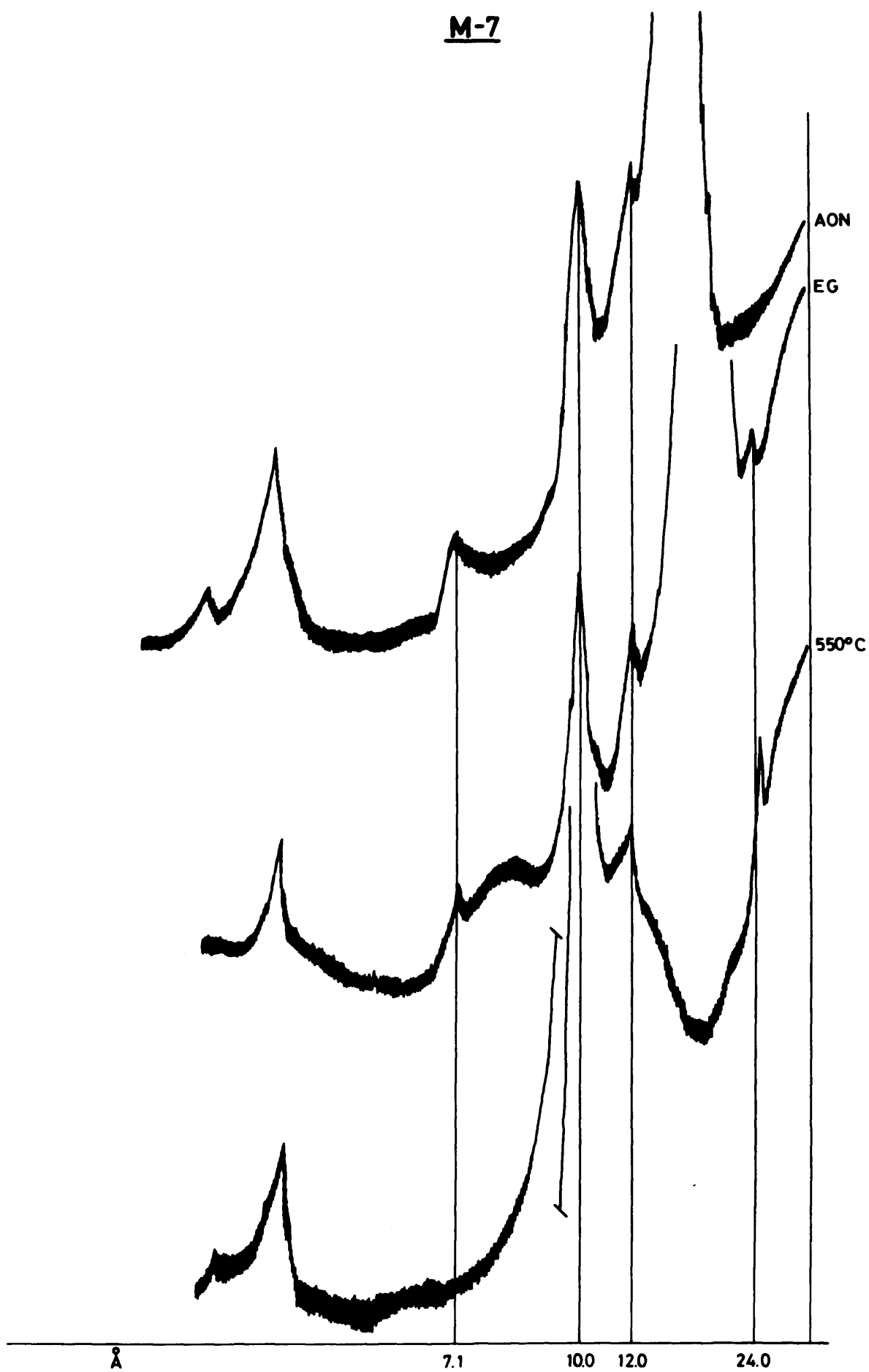


Fig. 23

por láminas de dos tipos diferentes, unos a $10 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ tipo mica y otros a $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ tipo clorita, ambos estables frente al etilenglicol y al calentamiento.

Junto al interestratificado ($10_i - 14_c$) aparecen en esta muestra illita, montmorillonita y caolinita.

IX. - INTERESTRATIFICADO ($10_i - 14_m$). -

Muestra pH-12. Serie Puerto de Horna. Keuper. (figura 24).

El diagrama sin tratamiento previo presenta un pequeño pico a $11,6 \overset{\circ}{\text{\AA}}$.

Después del tratamiento con etilenglicol desaparece el pico de $11,6 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ y aparece un pequeño pico a $8,4 \overset{\circ}{\text{\AA}}$.

El diagrama correspondiente al calentamiento a 550°C presenta un pico neto a $20,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$.

Esto nos indica que el mineral está formado por láminas estables frente al etilenglicol y al calentamiento, y láminas inestables al etilenglicol y al calentamiento.

Muchas de las líneas de difracción de este interestratificado quedan englobadas dentro de las líneas de difracción de los minerales que lo acompañan como son: clorita, illita y un interestratificado de tipo ($14_c - 14_m$).

X. - INTERESTRATIFICADO ($14_c - 14_m$). - Dos ejemplos han sido seleccionados para exponer el comportamiento de este interestrati

PH-12

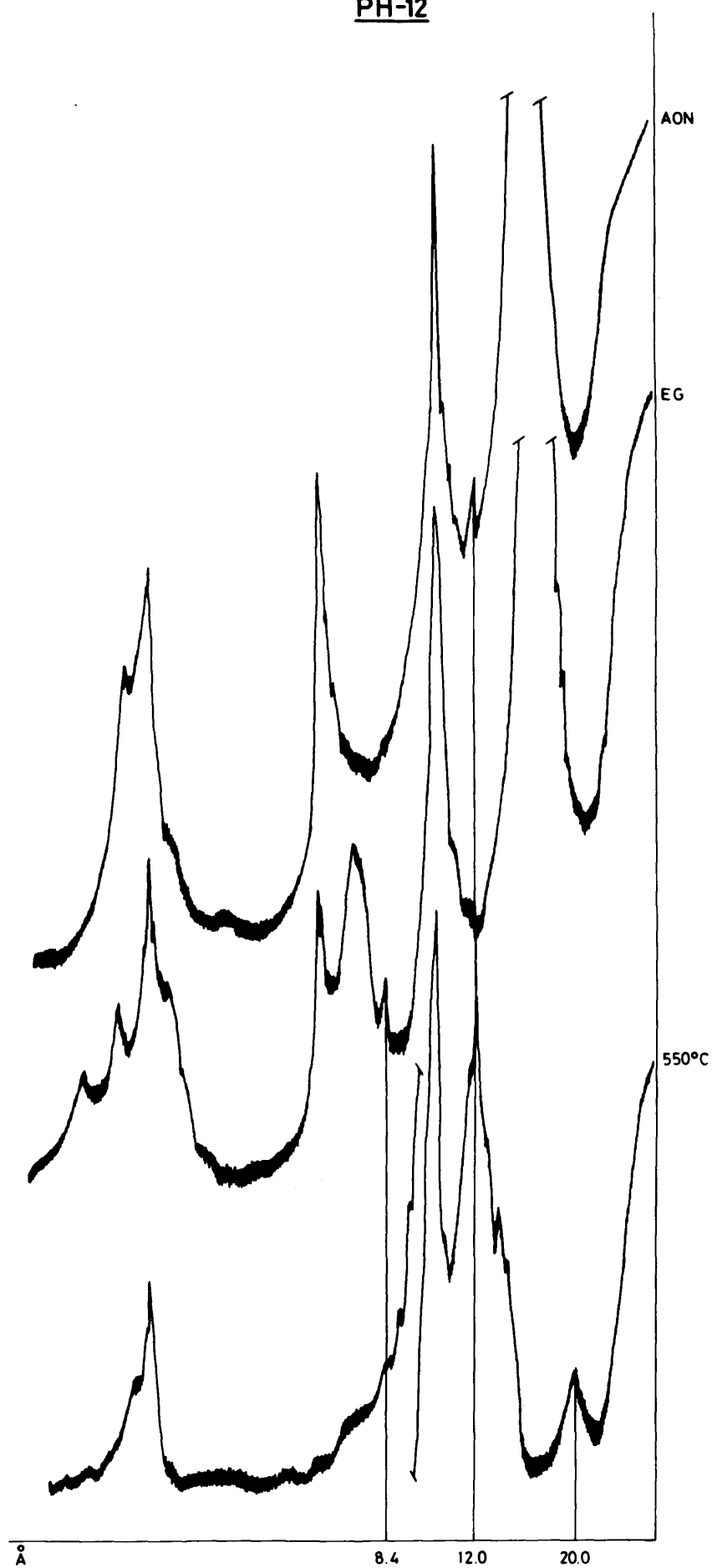


Fig. 24

ficado frente a los diferentes tratamientos.

Muestra C-7. Serie Camoca. Permotrias. (figura 25).

El diagrama de difracción sin tratamiento previo presenta un pequeño pico a $25,9 \text{ \AA}^{\circ}$, seguido de un gran pico a $14,4 \text{ \AA}^{\circ}$ y otro a $7,3 \text{ \AA}^{\circ}$.

Después del tratamiento con etilen-glicol el pico a $14,4 \text{ \AA}^{\circ}$ pasa a $15,4 \text{ \AA}^{\circ}$ y el de a $7,3$ pasa a $7,6 \text{ \AA}^{\circ}$ haciéndose más dentado y abierto hacia menores ángulos.

El diagrama de difracción calentado a 550° C muestra un pico pequeño a $23,8 \text{ \AA}^{\circ}$ seguido de un gran pico a $12,3$, a la vez que aparece un pico a $8,2 \text{ \AA}^{\circ}$.

Este edificio interestratificado está formado indudablemente por láminas con espaciados de 14 \AA° estables al etilen-glicol y al calentamiento, y por láminas a 14 \AA° inestables al etilen-glicol y al calentamiento. Dados los espaciados que aparecen, por ejemplo, en el diagrama calentado a 550° C ($23,8 \text{ \AA}^{\circ}$, $12,3 \text{ \AA}^{\circ}$, $8,2 \text{ \AA}^{\circ}$) hemos de suponer que se trata de un interestratificado bastante regular.

Junto a este mineral aparece en esta muestra ilita (10 \AA° , 5 \AA°).

Muestra EV-4. Serie Este de Villaviciosa. Permotrias. (figura 26).

El diagrama natural, sin tratamiento previo, presenta un pico neto a $14,2 \text{ \AA}^{\circ}$ ligeramente abierto hacia los pequeños ángulos, seguido de picos a $9,8 \text{ \AA}^{\circ}$ y $7,0 \text{ \AA}^{\circ}$, este último también abierto hacia los pequeños ángulos.

C-7

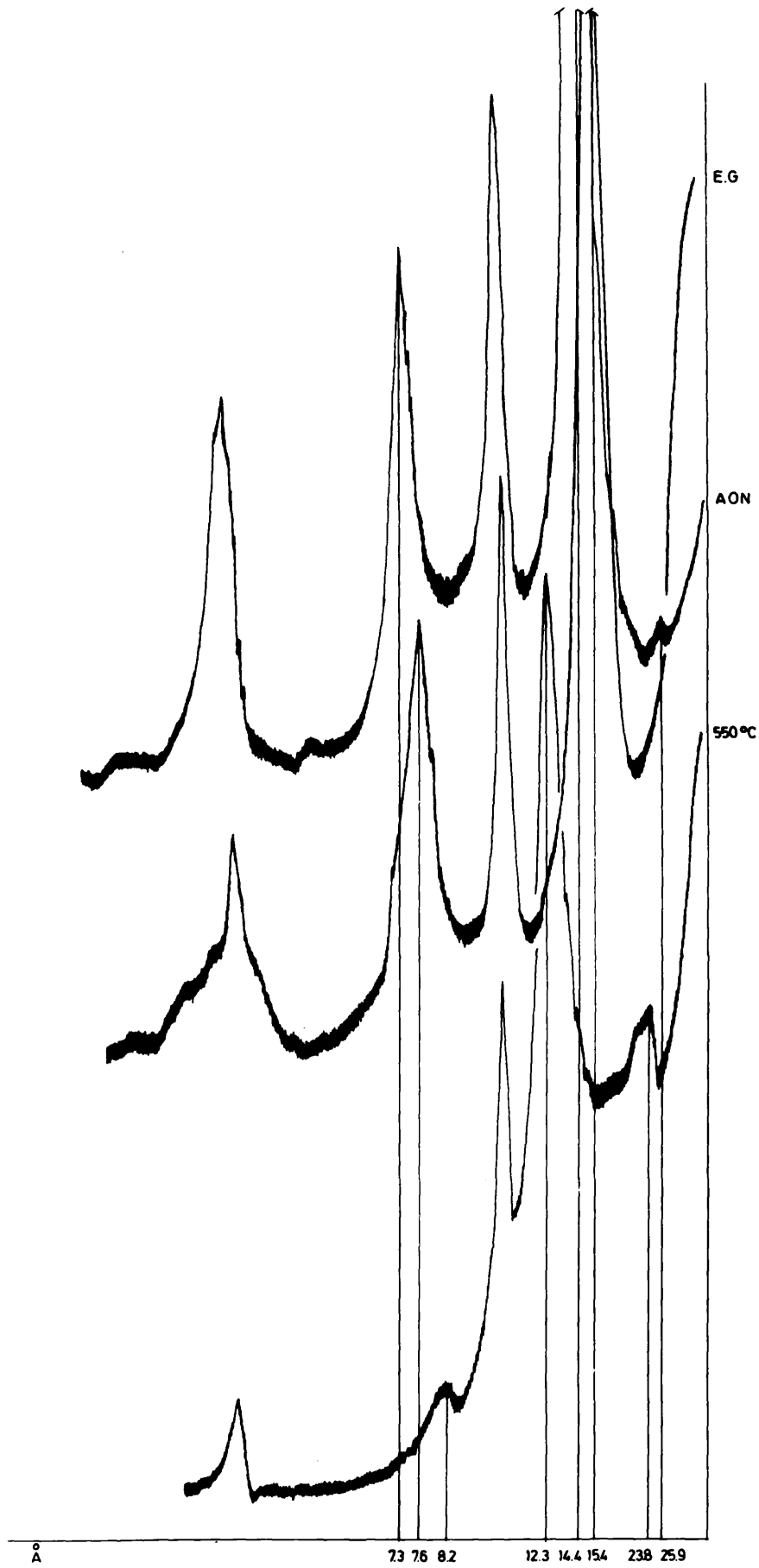


Fig. 25

EV-4

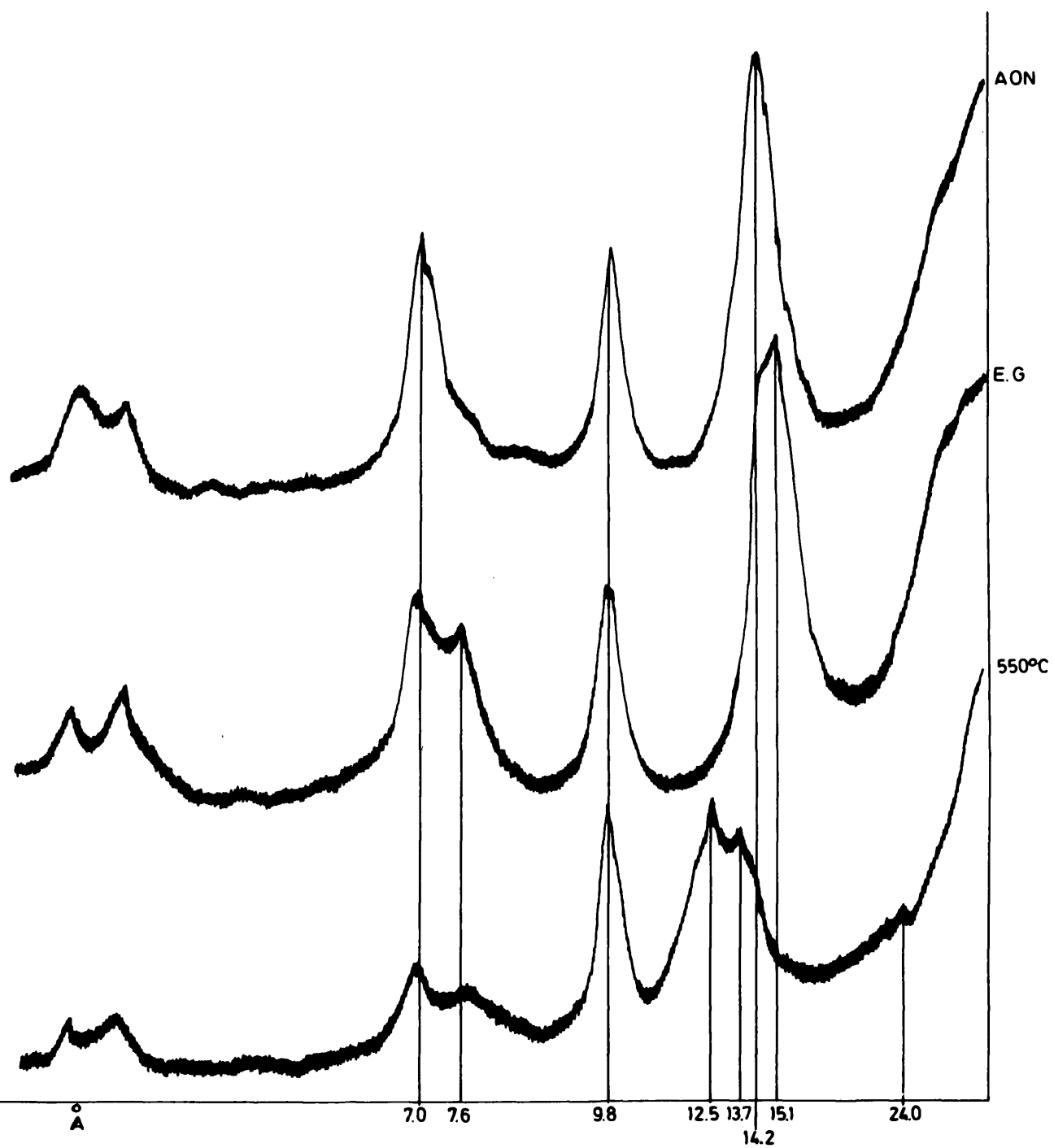


Fig. 26

Despuès de tratada la muestra con etilenglicol, el diagrama presenta un primer pico compuesto, dentro del cual se pueden distinguir la reflexiòn de $15,1 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ y la reflexiòn a $14,2 \overset{\circ}{\text{\AA}}$, este pico es seguido del de $9,9 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ igual en intensidad y simetría al del diagrama sin tratamiento previo, y de un pico tambièn compuesto en el que se pueden observar reflexiones a $7,6 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ y a $7,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$.

Tras el calentamiento a 550°C el primer pico continua siendo compuesto, permaneciendo un espaciado en torno a $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ mientras que el espaciado a $15,1 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ del diagrama anterior desaparece y aparece uno a $12,5 \overset{\circ}{\text{\AA}}$, el de $9,8 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ permanece invariable, pràcticamente, y el pico compuesto de $7,6 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ - $7,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ se resuelve en un pico muy complejo y asimètrico con menos intensidad. Siendo màxima a $7,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$.

Indudablemente el mineral interestratificado estarà formado por làminas estables al calentamiento y al glicol y làminas inestables al calentamiento y al glicol, siendo su proporciòn posiblemente diferente al 50% y al mismo tiempo distribuidas no regularmente.

Se trata de un interestratificado ($14_{\text{c}} - 14_{\text{m}}$) similar al del ejemplo anterior pero no regular.

XI. - INTERESTRATIFICADO ($14_{\text{c}} - 14_{\text{ch}}$). - Un ejemplo se ha seleccionado para exponer el comportamiento de este interestratificado.

SC-5

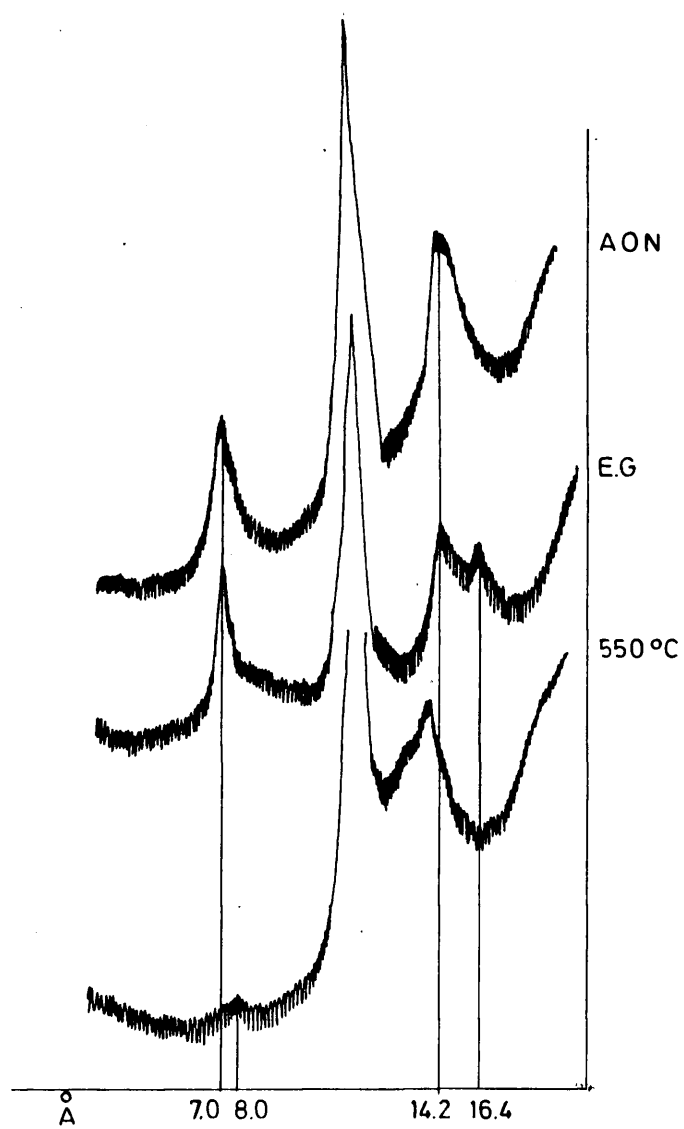


Fig. 27

Muestra SC-5. Serie de Cabra de St. Cristo. Keuper. (figura 27).

El diagrama de la muestra sin tratamiento previo presenta una reflexión a $14,2 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ seguida de otra, aguda y simétrica a $10,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$. Tras el tratamiento con etilen-glicol la reflexión a $14,2 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ decrece en intensidad y aparece una nueva reflexión a $16,4 \overset{\circ}{\text{\AA}}$.

En el diagrama obtenido después del calentamiento de la muestra durante dos horas, la reflexión de $16,4 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ ha desaparecido, apareciendo una reflexión a $14 \overset{\circ}{\text{\AA}}$. La reflexión a $10 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ no ha variado en intensidad en ninguno de los tratamientos.

El interestratificado estará formado por láminas estables al calor y al etilen-glicol y láminas estables al calor e inestables al etilen-glicol, estas últimas en mayor proporción. Junto al interestratificado aparecen en esta muestra ilita y clorita. La presencia de montmorillonita debe ser desechada ya que tras el calentamiento a 550°C , la reflexión a $10 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ no aumenta en intensidad.

XII. - INTERESTRATIFICADO ($14_v - 14_m$). -

Muestra pH-5. Serie de Puerto de Horna. Keuper inferior (figura 28).

El diagrama sin tratamiento previo presenta un pequeño pico asimétrico y muy dentado a $14,1 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ seguido de un gran pico a $10 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ ligeramente abierto hacia los pequeños ángulos.

PH-5

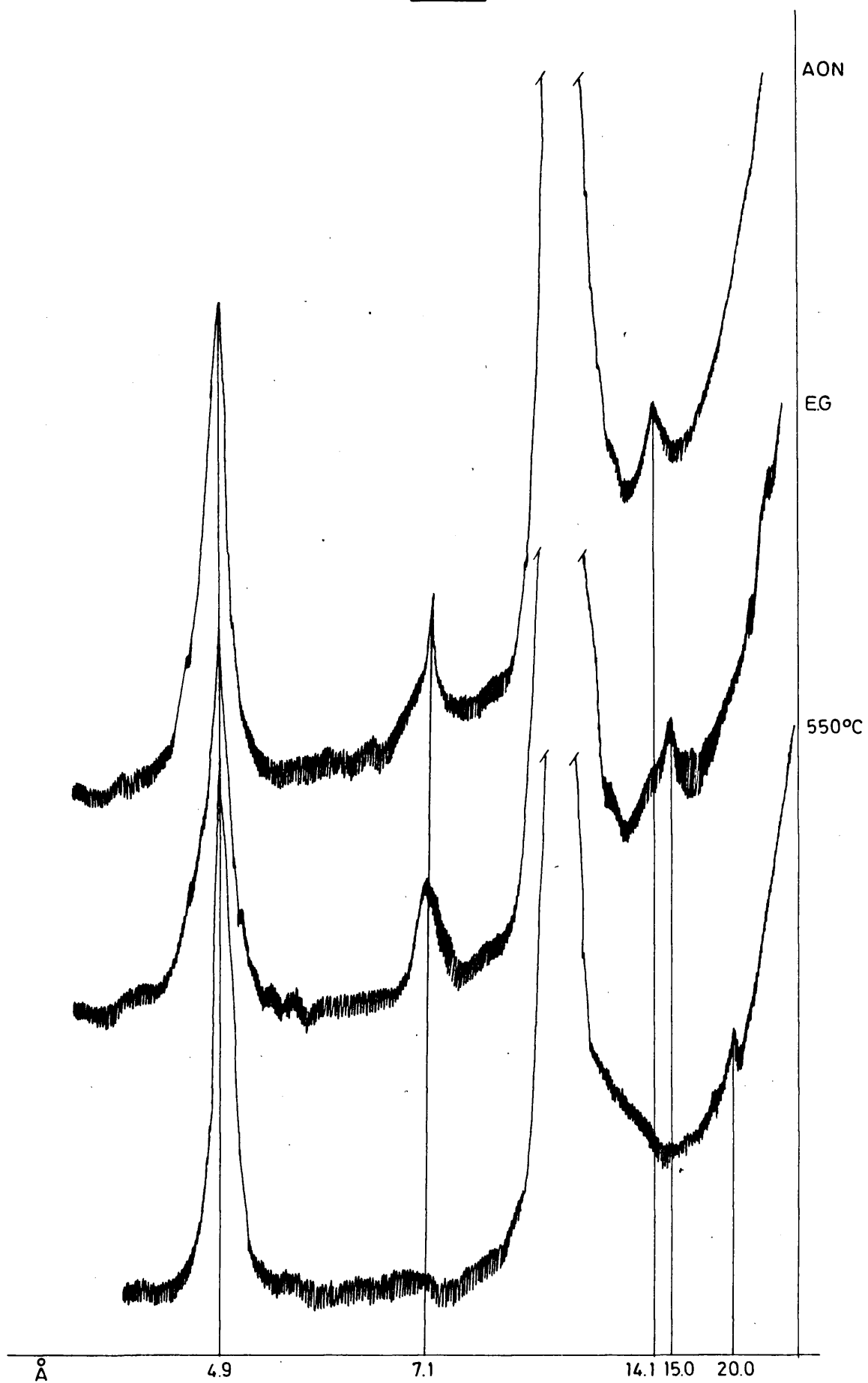


Fig. 28

Despuès del tratamiento con etilen-glicol, aparece un pico a $15,01 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ dentado e irregular, al mismo tiempo que en la zona de los $30 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ aparecen fuertes indentaciones. Este pico de $15,01 \overset{\circ}{\text{\AA}}$, es seguido de un pico a $10 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ similar en intensidad y simetría al del diagrama sin tratamiento previo.

El diagrama obtenido tras el tratamiento a 550°C presenta un pequeño pico en la región de $20 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ seguido de un gran pico a $10 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ de mayor intensidad y simetría que los que aparecen en los diagramas sin tratamiento previo y tratado con etilen-glicol.

El desplazamiento del pico de $14,1 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ a $15,01 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ indica que el mineral que lo produce està formado por láminas estables al etilenglicol y por láminas inestables, en proporciones diferentes al 50%.

El colapso producido despuès del calentamiento a 550°C ($15,01 \overset{\circ}{\text{\AA}}$ a $10,0 \overset{\circ}{\text{\AA}}$) indica al mismo tiempo que el mineral està formado por láminas inestables frente al tratamiento tèrmico.

Por tanto la interestratificación debe ser de vermiculita con montmorillonita en proporciones diferentes a 1:1 ya que una interestratificación de este tipo es la única que cumple los espaciados indicados.

I I

MATERIAL Y METODOS EXPERIMENTALES

2.1. - DESCRIPCION DE LOS AFLORAMIENTOS Y LAS MUESTRAS ESTUDIADAS. -

En el presente apartado, realizaremos una descripción somera de las características estratigráficas y litológicas del Trias en cada una de las cuencas sedimentarias estudiadas, así como una detallada descripción de las series y muestras elegidas para su estudio.

2.1.1. EL TRIASICO DE LA CUENCA ASTURIANA. -

Entre el Carbonífero y el Trias de la Cuenca Asturiana se suceden una serie de materiales generalmente margoareniscosos, en los que no siempre se puede llegar a discernir con claridad el nivel estratigráfico a que pertenecen, debido a la gran escasez de restos paleontológicos. Los términos superiores poseen indudablemente facies Keuper, mientras que los inferiores no siempre pueden atribuirse, con suficientes garantías, al Permico. Así al E. de Villaviciosa sobre el Carbonífero se apoya un conglomerado poligénico al que siguen areniscas con cantos silíceos y pizarras rojizas, la serie termina con un tramo de margas y arcillas de color rojo y verde. Los términos inferiores son asimilados por unos autores al Permico (PATAC, 1956) y por otros al Muschelkalk (ALMELA Y RIOS, 1962). Los términos superiores infraliasicos, con abundantes jacintos de Compostela, son indudablemente asimilables al Keuper. Por eso nosotros hemos decidido nombrar a esos términos de difícil asimilación, como Permotriasicos.

La serie claramente triasica se inicia con un Buntsandstein integrado por areniscas, conglomerados y margas, bien representado al S. de Villaviciosa (JULIVERT, TRUYOLS y GARCIA-ALCALDE, 1971).

Y con una potencia incluso de 100m (KARRENBURG, 1934). Sobre este tramo se disponen unos pocos metros de margas, calizas margosas y arcillas margosas que quizá correspondan a un posible Muschelkalk (KARRENBURG, 1934). Los materiales superiores de la serie son margas rojas, a veces irisadas con vetas y filoncillos de yeso y con cuarzos bipiramidados, de facies Keuper con una potencia media de 200m. (JULIVERT, TRUYOLS y GARCIA-ALCALDE, 1971), pero que en determinados puntos como en Peon Al W de Villaviciosa pueden alcanzar los 700m. (ALMELA Y RIOS, 1962).

SERIE DE AMBAS. -

En la figura 29, se muestra la situación geográfica de esta serie y su emplazamiento con respecto a las otras series asturianas estudiadas. En la tabla IV se expone la latitud y longitud del punto muestral junto a las de las restantes series.

En la figura 30 se muestra la columna litológica y la situación de los materiales recogidos. Comprende unos 64 metros de materiales, arcillosos con intercalaciones de yesos, asimilables al Keuper, cuyo techo son las calizas liásicas, y en la que se han recogido las siguientes muestras de muro a techo.

Muestra A-1. - Arcillas rojas y grises pertenecientes al nivel inferior de la serie, de aproximadamente 22 metros de potencia. Tomada a 57m. del techo.

Muestra A-2. - Perteneciente al mismo nivel que la anterior. Tomada a 57m. del techo.

Muestra A-3. - Idem a las anteriores. Tomada a 55m. del techo.

Muestra A-4. - Arcillas blanquecinas pertenecientes a un nivel de 6m.

TABLA IV

Longitud y latitud de las series Triasicas estudiadas en la cuenca Asturiana.

Serie	Longitud W	Latitud N	Piso
Ambas	1º 48'00"	43º 26'00"	Keuper
Bazanes	1º 46'00"	43º 28'35"	Permotrias
Camoca	1º 46'40"	43º 27'35"	Permotrias
E. de Villaviciosa	1º 44'30"	43º 28'45"	Permotrias y Keuper
Monteana	2º 03'32"	43º 31'30"	Keuper
Viñon	1º 44'15"	43º 25'33"	Permotrias

SERIE DE AMBAS

KEUPER

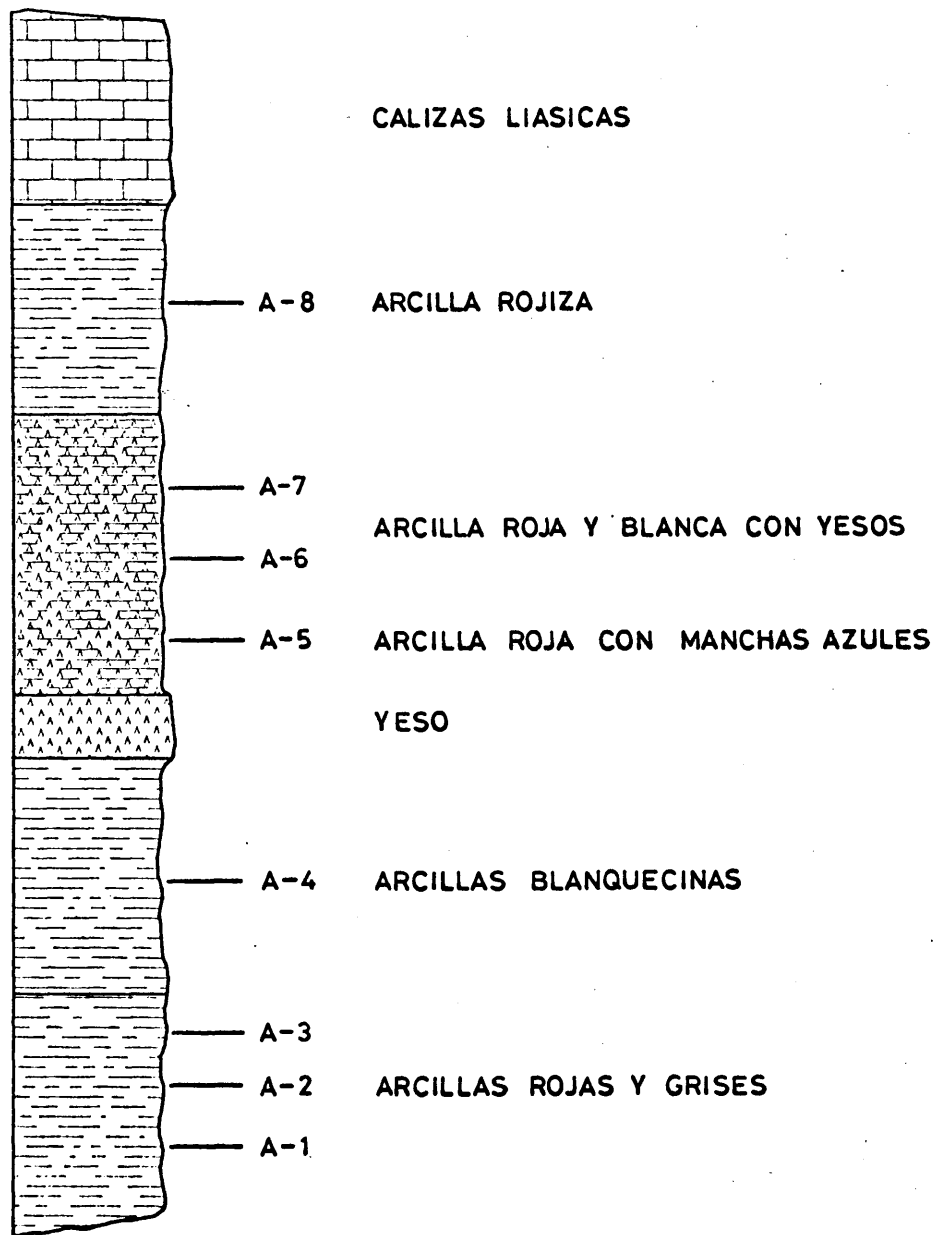


Fig. 30

ESCALA
0m 5m 10m 15m

de potencia. Muestra tomada a 45m. del techo.

Muestra A-5. - Pertenece a un nivel de arcillas rojas con manchas azules, de 4,50m. de potencia, situado encima de un nivel de yesos masivos de 3m. de potencia. Muestra tomada a 28m. del techo.

Muestra A-6. - Arcillas rojas y blancas con abundantes yesos, pertenecientes a un nivel de unos 10m. de potencia. Muestra tomada a 23m. del techo.

Muestra A-7. - Pertenece al mismo nivel que la muestra anterior. Tomada a 19m. del techo.

Muestra A-8. - Corresponde al tramo superior de la serie, formado por arcillas rojizas sin yesos, con una potencia de 15m. Muestra tomada a 6m. del techo.

SERIE BAZANES. -

Comprende un tramo, de aproximadamente 46m. de potencia, integrado por materiales muy detriticos de difícil asimilación cronológica, por lo que son denominados Permotriasicos, aunque por su litología pudieran ser Buntsandstein. En la figura 29 se muestra su situación geográfica y en la tabla IV sus coordenadas y en la figura 31 la columna litológica y la ubicación de las muestras dentro de ella.

Muestra B-1. - Nivel inferior de 20m. de potencia integrada por un conglomerado de cantos calizos con abundante matriz arcillosa. Muestra tomada a 39m. del límite superior de la formación.

Muestra B-2. - Nivel intermedio, constituido por una arenisca con abundante matriz arcillosa roja, con una potencia de 25m. Muestra tomada a 25m. del límite superior de

SERIE DE BAZANES

PERMOTRIAS

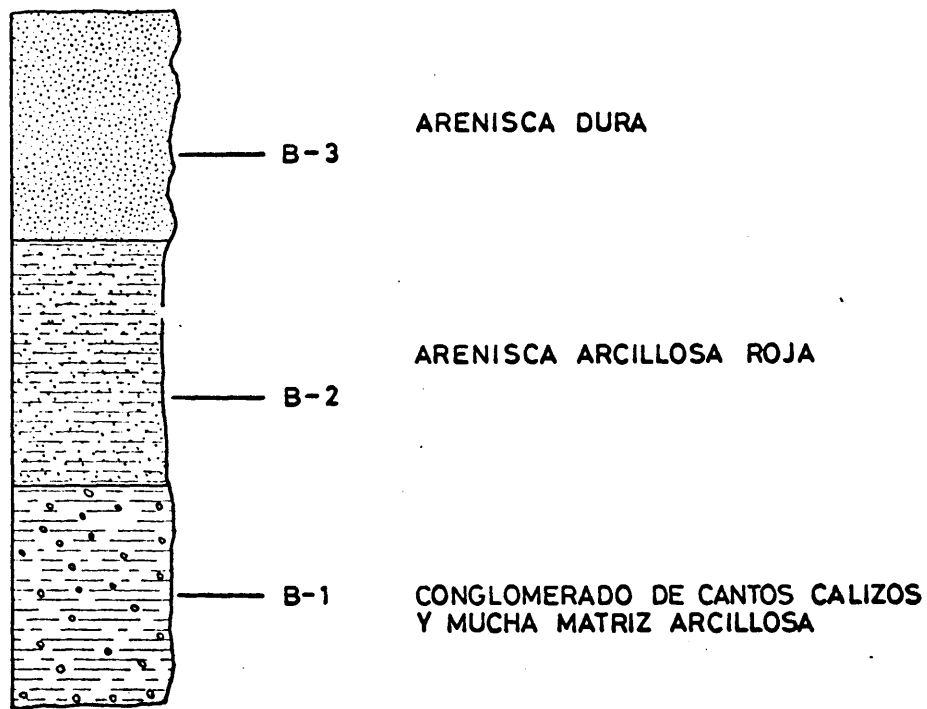


Fig. 31'

ESCALA
0m 5m 10m 15m

la formación.

Muestra B-3. - Nivel superior de la formación, de unos 15m. de potencia, constituido por areniscas rojas muy compactas y con poca matriz arcillosa. Muestra tomada a 10m. del límite superior de la formación.

SERIE CAMOCA. -

Esta serie está integrada por 70m. de materiales arcillosos con elevadas cantidades de material detritico. Su asimilación cronológica, al igual que la serie anterior, es difícil, por lo que es denominada Permotriasica. Por su litología puede asimilarse posiblemente a un término aún mas inferior del Buntsandstein que al que pertenece la serie de Bazanes, ya que el conglomerado de cantos calizos que constituye el término inferior de la serie de Bazanes, es asimilable al término superior de esta serie. La figura 29 muestra la ubicación geográfica de la serie, la tabla IV sus coordenadas y la figura 32 la columna litológica y la situación de las muestras recogidas en ella.

Muestra C-1. - Tramo inferior de la serie constituida por una arcilla rojiza con abundante arena, de 20m. de potencia. Muestra tomada a 65m. del límite superior de la formación.

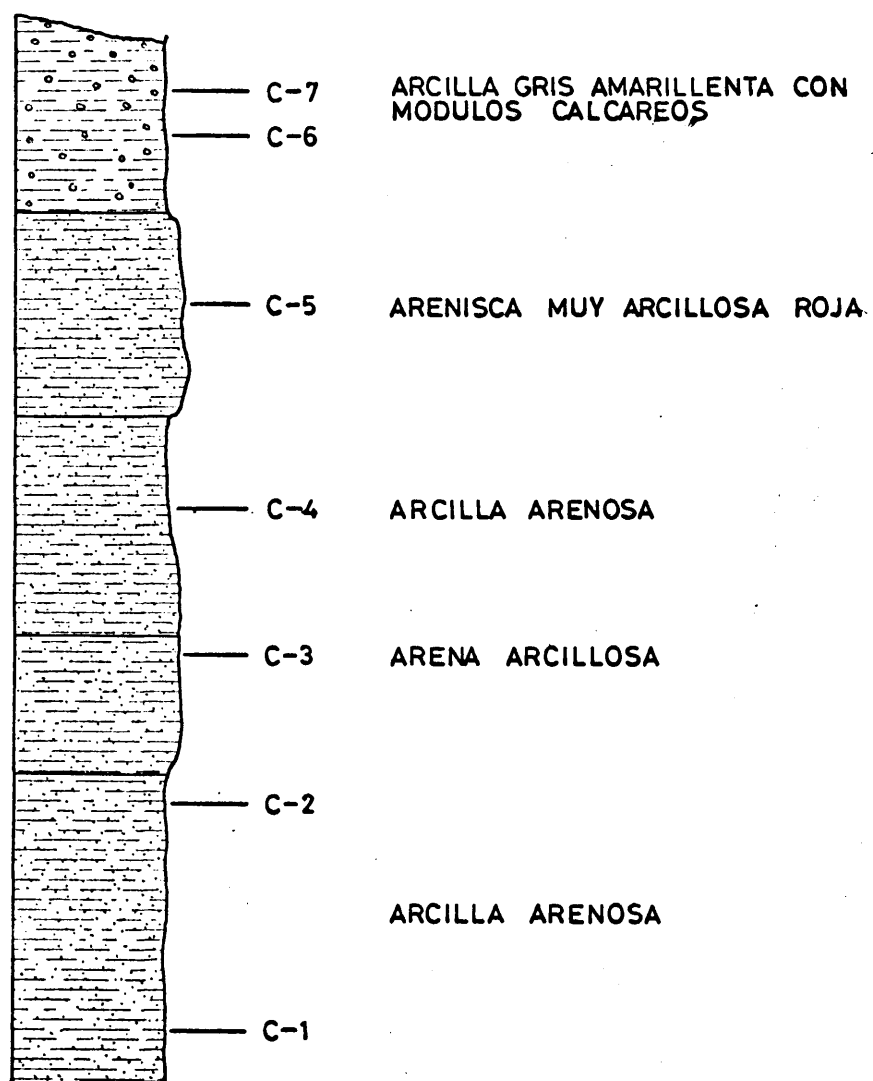
Muestra C-2. - Pertenece al mismo tramo que la muestra anterior solo que tomada a 53m. del límite de la formación superior.

Muestra C-3. - Tramo de unos 9m. de potencia de arenas con arcillas rojas. Muestra tomada a 43m. del límite superior de la formación.

Muestra C-4. - Tramo de arcilla arenosa, muy similar al tramo inferior, de 15m. de potencia. Muestra tomada a 33m.

SERIE DE CAMOCA

PERMOTRIAS



ESCALA
0m 5m 10m 15m

Fig. 32

del límite superior de la formación.

Muestra C-5. - Tramo de areniscas rojas con abundante matriz arcillosa, de 13m. de potencia. Muestra tomada a 20m. del límite superior.

Muestra C-6. - Tramo superior de la formación, constituido por arcillas gris amarillentas con abundantes nodulos calcareos, de unos 13m. de potencia. Muestra tomada a 8m. del límite superior.

Muestra C-7. - Pertenece al mismo tramo que la muestra anterior, salvo que ha sido tomada a 5m. del límite superior.

SERIE E. DE VILLAVICIOSA. -

Posee 78m. de potencia y su techo está constituido por calizas triasicas, por lo que los términos superiores son asimilables al Keuper y los inferiores son denominados Permotriasicos, aunque nosotros estimamos, en virtud de los resultados obtenidos y que exponemos en capítulos posteriores, que pueden tratarse de un Keuper inferior o un Buntsanchtein superior. En la figura 29 se expone la situación geográfica de esta serie, así como en la tabla IV sus coordenadas y en la figura 33 la columna litológica y situación de las muestras.

Muestra EV-1. - Tramo inferior de areniscas rojas de 15m. de potencia. Muestra tomada a 74m. del techo de la formación.

Muestra EV-2. - Idéntico al anterior. Muestra tomada a 60m. del techo de la formación.

Muestra EV-3. - Tramo de 20m. de potencia, formado por margas rojizas y abigarradas. Muestra tomada a 55m. del techo de la formación.

Muestra EV-4. - Pertenece al mismo tramo que la anterior. Tomada

SERIE ESTE DE VILLAVICIOSA

KEUPER Y PERMOTRIAS

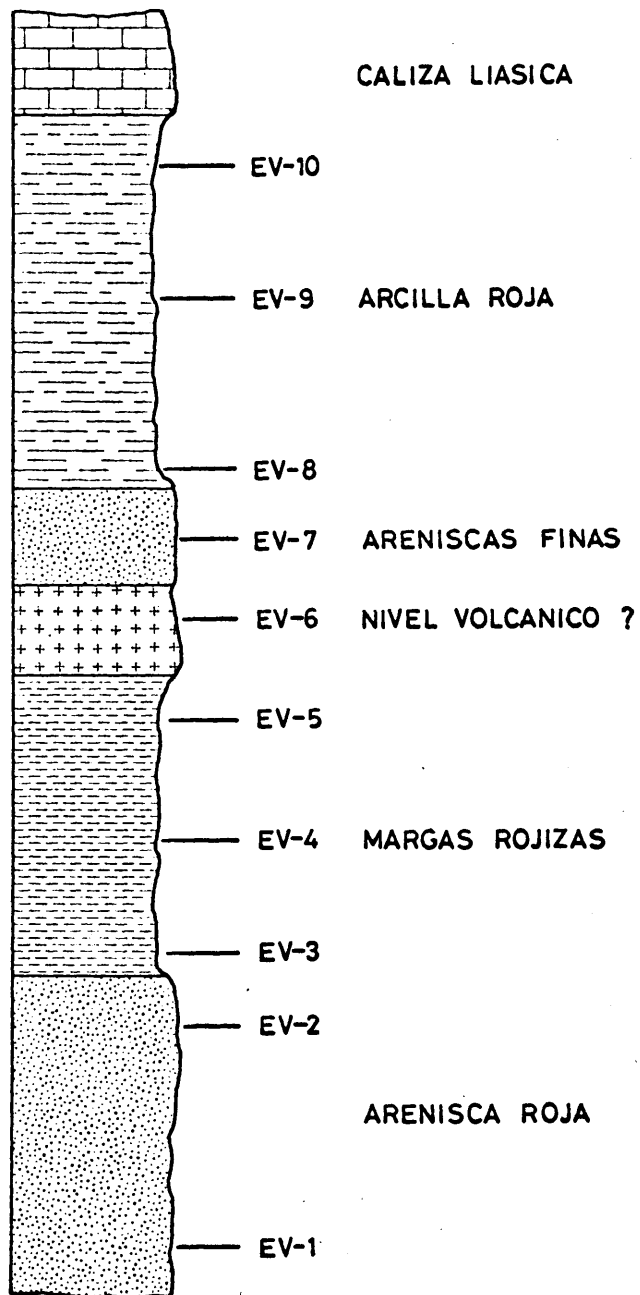


Fig. 33

ESCALA
0 5 10 15

a 55m. del techo de la formación.

Muestra EV-5. -Idem a las dos anteriores. Tomada a 40m. del techo.

Muestra EV-6. -Pertenece a un posible nivel de rocas volcánicas interestratificadas, muy alteradas, de 5m. de potencia.

Muestra tomada a 33m. del techo.

Muestra EV-7. -Tramo de areniscas muy finas de color rojo y de 6m. de potencia. Tomada a 28m. del techo.

Muestra EV-8. -Pertenece al tramo superior de la serie, constituido por un nivel de 25m. de arcillas rojas y abigarradas. Tomada a 25m. del techo.

Muestra EV-9. -Idem a la anterior. Tomada a 12m. del techo de la formación.

Muestra EV-10. -Idem a las dos anteriores. Tomada a 3m. del techo de la formación.

SERIE MONTEANA. -

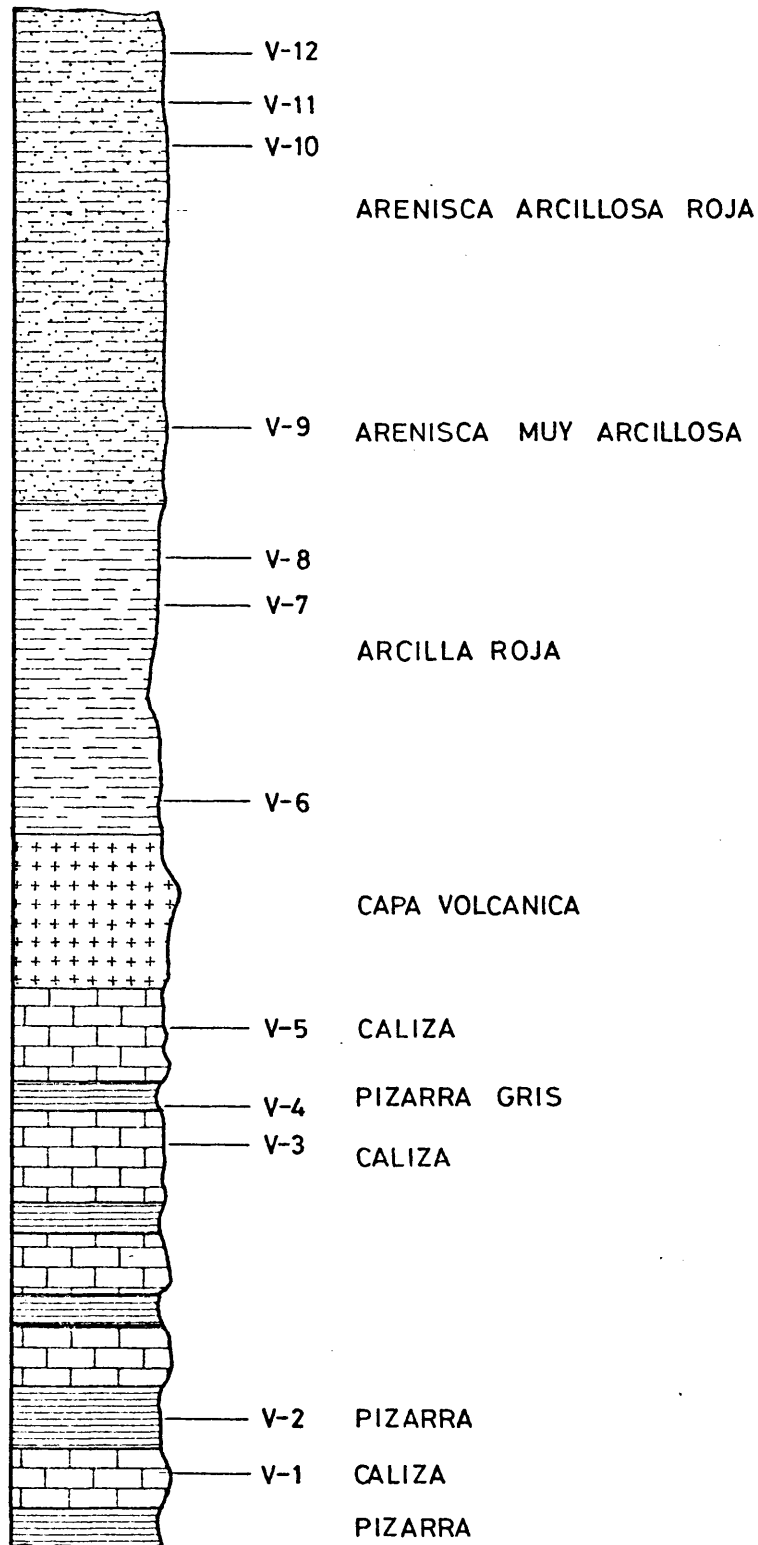
Está constituida por unos 70m. de arcillas y margas de colores abigarrados con cuarzos bipiranizados e intercalaciones de yesos, siendo éstos más abundantes en la zona inferior de la formación. De ella se han tomado 10 muestras de muro a techo, que han sido denominadas desde la M-1 a la M-10.

SERIE VIÑON. -

En la figura 29 se indica la situación geográfica de esta serie. En la tabla IV se muestran sus coordenadas geográficas. Comprende unos 100 metros de materiales, constituidos en la zona inferior por un tramo de 36m. de potencia, formado por una alternancia

SERIE DE VIÑON

PERMOTRIAS



ESCALA
0m 5m 10m 15m

Fig. 34

de pizarras grises y calizas, del cual se han tomado las muestras V-1, V-2, V-3, V-4 y V-5 a 96m., 92m., 75m., 72m., y 65m. respectivamente, del límite superior de la formación.

Inmediatamente encima de este tramo se encuentra una capa de rocas volcánicas que lo separan de un nivel de arcillas rojas con 22m. aproximadamente de potencia, del que se han recogido las muestras V-6, V-7 y V-8 a 52m., 39m., y 36m. del límite superior de la formación, respectivamente.

Por último, el conjunto anterior es coronado por 32m. de areniscas más o menos arcillosas, de las que se han tomado las muestras V-9, V-10, V-11 y V-12 a 27m., 9m., 5m. y 1m. respectivamente, del límite superior.

En la figura 34 se expone la columna litológica de estos materiales, así como la situación de las muestras dentro de ella.

La asimilación cronológica de estos materiales es dudosa, por lo que han sido denominados Permotriasicos.

2.1.2. EL TRIASICO DE LA CORDILLERA IBERICA. -

La Cordillera Ibérica constituye, indudablemente, el conjunto geológico, en el que el Triasico alcanza mayor desarrollo y al mismo tiempo se encuentra mejor representado, de toda la Península Ibérica.

El sistema se suele presentar completo, en facies germánica, con su clásica separación en tres pisos, siendo muy pocos los lugares en donde aparecen estos pisos agrupados y bajo la denominación única de Trias.

El Buntsandstein está constituido por una serie detrítica en la que casi siempre pueden distinguirse dos unidades. Los conglome-

rados basales de carácter brechoide con un gran porcentaje de matriz rojiza, con mala clasificación y litología variable y la serie superior de conglomerados y areniscas con intercalaciones arcillosas en el techo, donde llegan a individualizarse. La separación entre ambos conjuntos está lejos de ser una isocrona, aproximándose a grandes rasgos a una superficie transgresiva.

La potencia del Buntsandstein es muy variable según los puntos, aunque en general se observa una disminución de la potencia hacia el W. Villena (Tes. doc. ined.) estima que la potencia oscila entre 60 y 420m.

El Muschelkalk aparece bastante bien desarrollado, con frecuentes variaciones laterales de facies y espesores. Las series son abundantes a pesar de que accidentes tectónicos rompen frecuentemente su continuidad.

VILLENA (Tes. doc. ined.) diferencia dos tramos, uno inferior, constituido por margas y arcillas de tonos rojos y verdes que en la zona superior pasan a dolomías masivas o cavernosas y a dolomías bien estratificadas; y otro superior constituido por dolomías tableadas, calizas y dolomías arcillosas y margas azuladas o blanquecinas como término más alto.

La potencia, como ya se dijo anteriormente, es muy variable, oscilando entre los 110 a 150m. como ocurre en la zona de Molina de Aragón y 10 a 20m. como ocurre en zonas más al W.

El Keuper está constituido por su facies típica de arcillas y margas abigarradas vivamente coloreadas, con yesos rojos, a veces fibrosos o masivos, jacintos de Compostela y sales.

Su potencia es ocasiones considerable, llegando incluso a los 250m., aunque frecuentemente se encuentra adelgazado, dada su plasticidad, por influencias tectónicas. Al igual que en los dos pisos

anteriores, su potencia disminuye hacia el W.

SERIE DE PUERTO DE HORNA. -

Esta serie ha sido tomada en un perfil que se extiende desde el pueblo de Torralba al Puerto de Horna. Las coordenadas geográficas de éste último punto son: 1º 08' 50" E. y 41º 08' 00" N.

La potencia de la serie es en este punto de 223m., de los cuales los 8 metros inferiores corresponden al Muschelkalk y los restantes al Keuper. En la figura 35 se indica la situación geográfica de la serie. En la figura 36 se muestra la columna litológica con la situación de las muestras estudiadas, dentro de ella. La secuencia de materiales según CATALA y SANCHEZ DE LA TORRE (1968), es la siguiente:

Muschelkalk. -

Muestra PH-1. - Calizas acintadas, margosas. Nivel de 0'15 a 0'20m. de potencia.

Muestra PH-2. - Pizarras margosas, verdoso-amarillentas, muy fisibles. Nivel de 1'40m. de potencia.

Muestra PH-3. - Calizas margosas dolomíticas, pardo amarillentas, compactas y algo brechoides. Nivel de 0'10m. de potencia.

Muestra PH-4. - Pizarras margosas muy fisibles de color gris. 1'50m. de potencia.

Keuper. -

Muestra PH-5. - Pizarras margosas abigarradas. Nivel de 1'50m. de potencia.

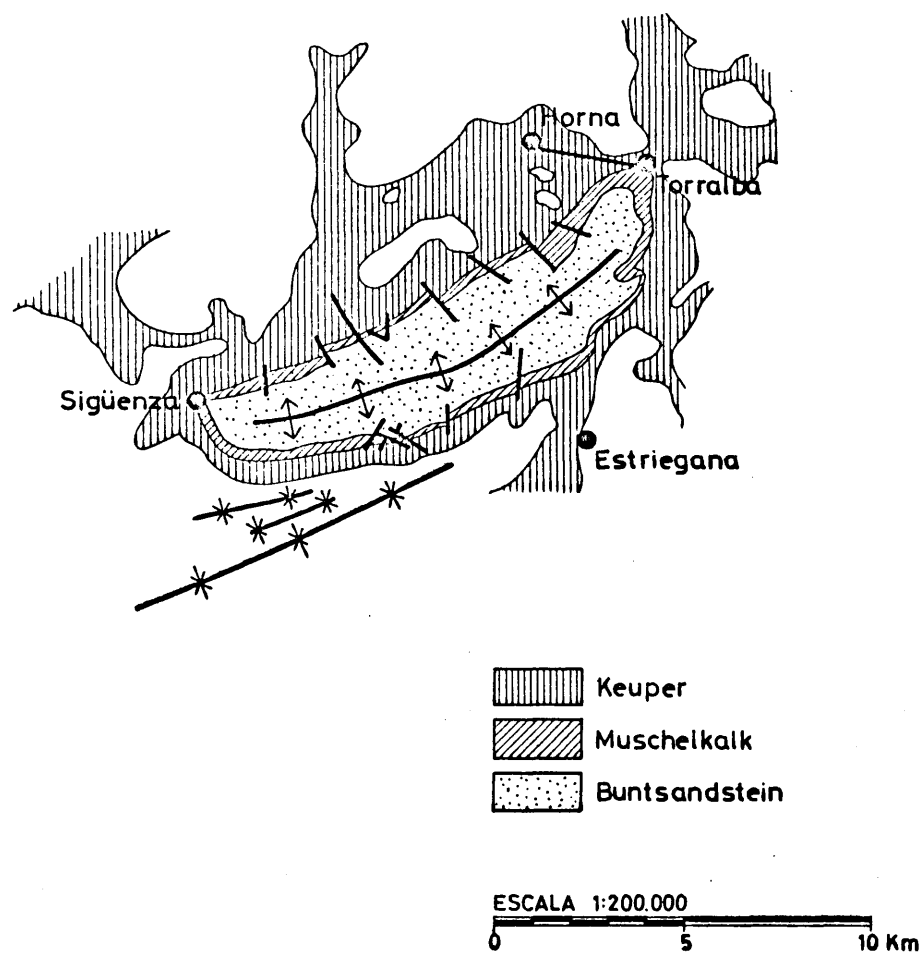


Fig. 35

- Muestra PH-6. - Margas pizarrosas acintadas con tramos verdosos y rojo vinosos. Nivel de 5'50m. de potencia.
- Muestra PH-7. - Calizas margosas. Nivel de 0'20m. de potencia.
- Muestra PH-8. - Margas rojovinosas, ligeramente pizarrosas. Nivel de 6m. de potencia.
- Muestra PH-9. - Margas vinosas con intercalaciones de yesos. Nivel de 1'20m. de potencia.
- Muestra PH-10. - Margas algo pizarrosas, abigarradas, de color verde grisáceo y vinosas. Nivel de 4'5m. de potencia.
- Muestra PH-11. - Yesos acintados con delgados niveles dolomíticos. Nivel de 0'90m. de potencia.
- Muestra PH-12. - Margas abigarradas y vinosas, pizarras con disyunción en pequeñas escamas. Aparecen niveles muy delgados de yesos verdosos. Nivel de 22m. de potencia.
- Muestra PH-13. - Yesos y margas rojas, abundantes yesos estratificados. Nivel de 25m. de potencia.
- Muestra PH-14. - Margas rojo vinosas, abigarradas con niveles verdosos y delgadas capas de dolomias. Nivel de Mioforias 8m. de potencia.
- Muestra PH-15. - Margas abigarradas con yesos en letejones sin dar niveles masivos. Nivel de 6m. de potencia.
- Muestra PH-16. - Yesos rojos con margas intercaladas. Nivel de 15m. de potencia.
- Muestra PH-17. - Nivel de 55m. de potencia de margas abigarradas.

SERIE DE PUERTO DE HORNA

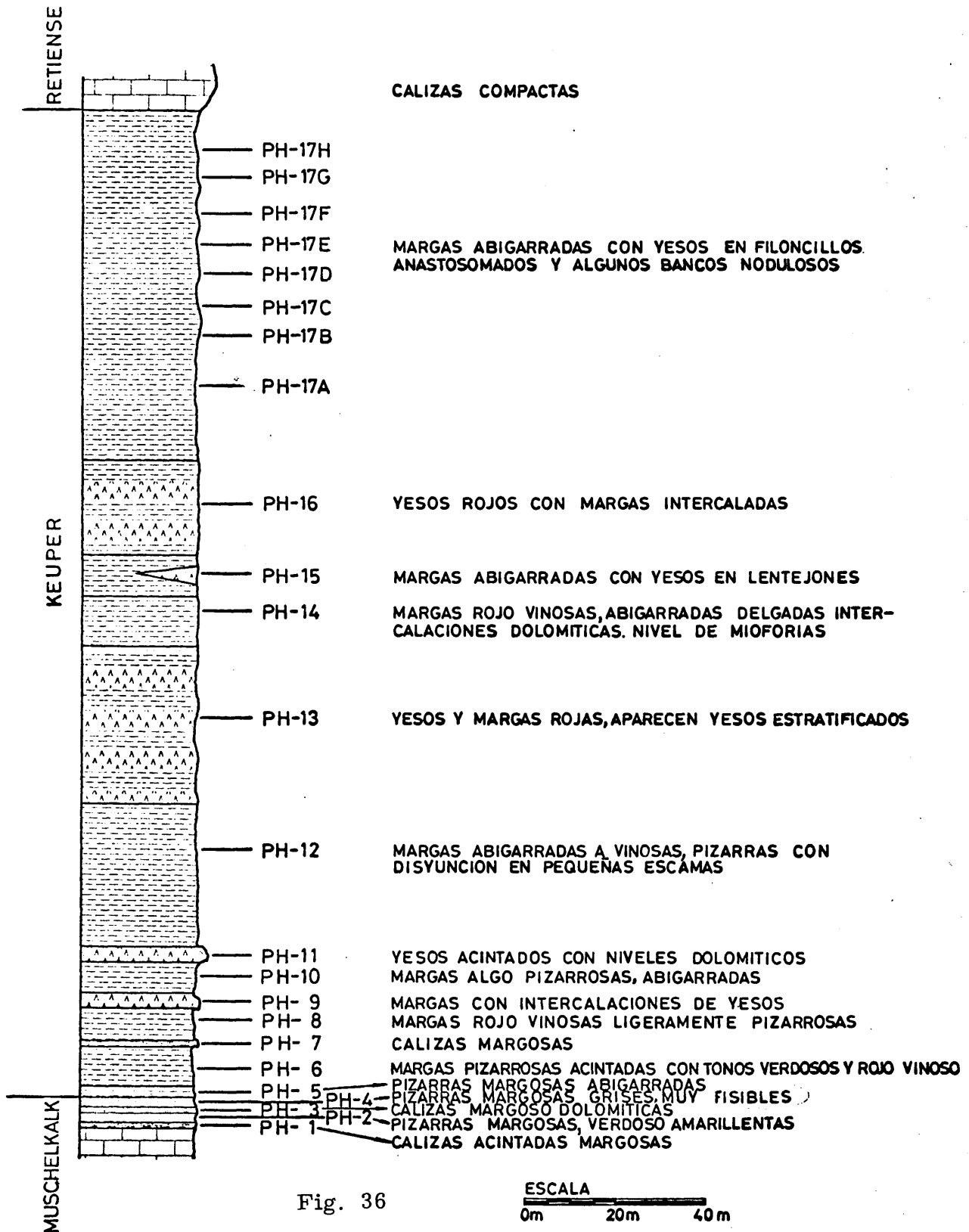


Fig. 36

Dentro de él se han tomado ocho muestras cuya localización aparece en la figura 36.

Techo de la formación. - Calizas compactas del Retiense.

2.1.3. EL TRIASICO DE LA ZONA PREBETICA. -

Los afloramientos triasicos de la zona Prebética, constituyen los más septentrionales de las cordilleras Béticas. La existencia en esta zona de los tres pisos triásicos ha sido muy discutida, tanto a favor de su existencia como en contra. (MALLADA, 1883; FALLOT, 1934 y 1948). No obstante, y después de los recientes estudios de SANCHEZ CELA (1971) y LOPEZ GARRIDO (1971), la existencia de los tres pisos ha quedado suficientemente demostrada.

El Buntsandstein está constituido por un conglomerado basal con cantos silíceos y angulares cementados por material calcáreo, con intercalaciones de areniscas rojas. Su potencia oscila entre 90 y 210m., decreciendo ésta hacia el W.

El Muschelkalk es el único piso que ha podido ser datado con criterios paleontológicos, está constituido por calizas dolomíticas con intercalaciones de margas irisadas e incluso arenas compactas. Su potencia es muy variable según los puntos, oscilando entre 70 y 130m.

El Keuper está constituido por margas y arcillas rojizas en las que existen frecuentes intercalaciones de yesos y arenas rojas. La potencia de este piso oscila entre los 60 y 120m.

SERIE DE CERRO MORTERO. -

Está constituida por, aproximadamente, 200m. de materiales fundamentalmente detríticos, dentro de los cuales es po-

SERIE DE CERRO MORTERO

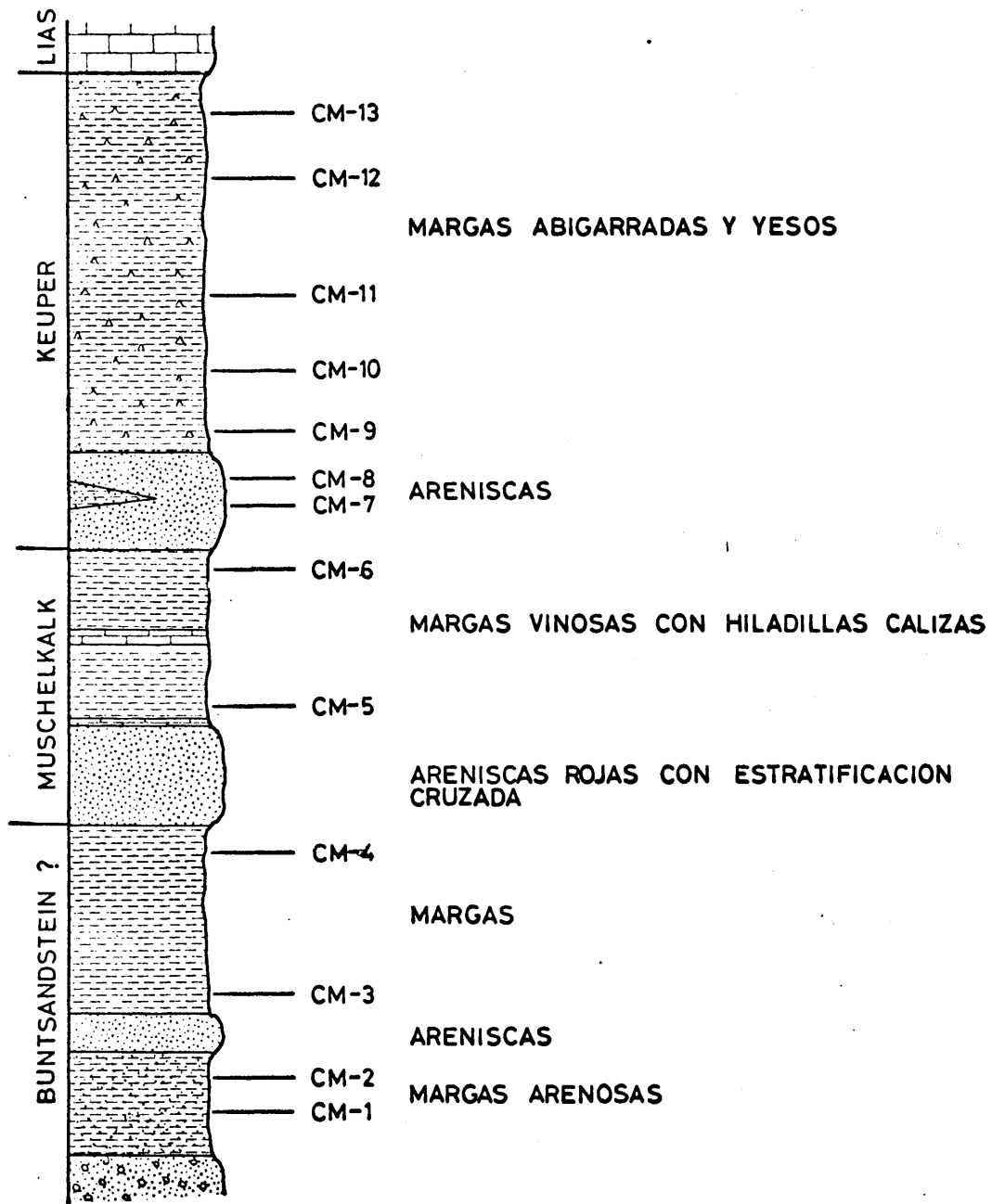


Fig. 37

ESCALA
0m 20m 40m

sible diferenciar tres tramos, los dos inferiores asimilables al Buntsandstein y al Muschelkalk y el superior claramente asimilable al Keuper.

En la tabla V se indican las coordenadas geográficas de la serie y en la figura 37 se expone la columna litológica con la situación de las muestras recogidas. En la figura 38 se muestra la situación geográfica de la serie.

TABLA V

Longitud y latitud de las series triásicas estudiadas en la zona Prebética.

Serie	Longitud E	Latitud N	Piso
Cerro Mortero	0° 10' 10"	38° 11' 45"	Bunts-Muschl-Keuper
Chiclana de Segura	0° 38' 40"	38° 18' 40"	Trias indeterminado
Hornos	0° 58' 00"	38° 13' 00"	Muschelkalk-Keuper

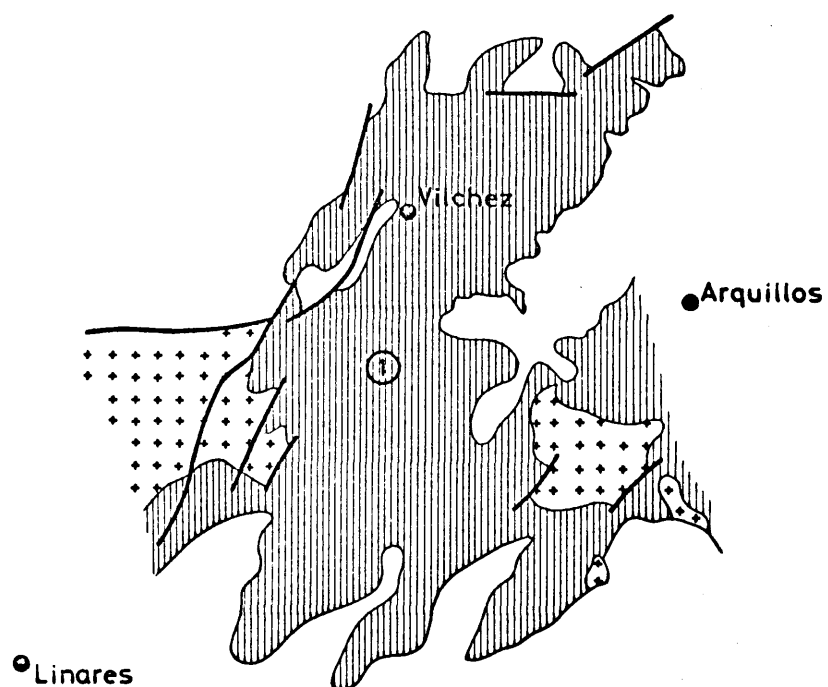
Buntsandstein. -

Muestra CM-1. - Margas arenosas de color rojo. Nivel de 20m. de potencia.

Muestra CM-2. - Pertenece al mismo nivel anterior. Tomada a 8m. por encima de la anterior.

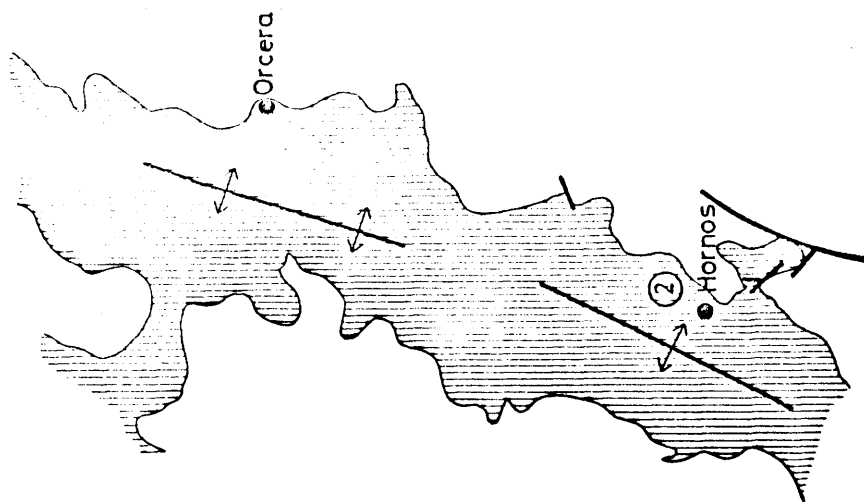
Muestra CM-3. - Margas rojas. Nivel de 34m. de potencia.

Muestra CM-4. - Pertenece al mismo nivel que la muestra anterior. Tomada a 25m. por encima de la anterior.



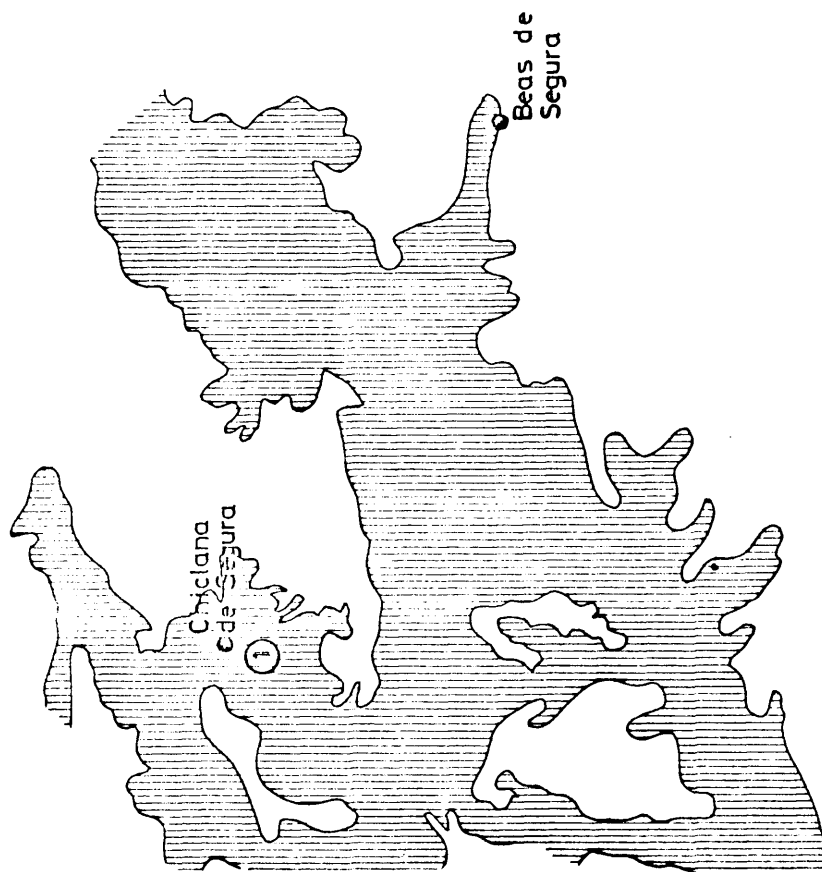
ESCALA 1:200.000
0 5 10 Km

Fig. 38



1 Serie de Chiclana de Segura
2 Serie de Horno

ESCALA 1:400.000
0 5 10 20 Km.



(ESQUEMA SEGUN LOPEZ GARRIDO, 1971)

Fig. 39

Muschelkalk. -

Muestra CM-5. - Nivel de margas vinosas con calizas intercaladas.
Con una potencia aproximada de 38m.

Muestra CM-6. - Pertenece al mismo nivel que la muestra anterior.
Muestra tomada a 22m. por encima de la anterior.

Keuper. -

Muestra CM-7. - Nivel de areniscas rojas con intercalaciones margoso areniscosas. Nivel de 21m. de potencia.

Muestra CM-8. - Pertenece al nivel anterior. Tomada a 4m. por encima de la anterior.

Muestra CM-9. - Nivel de margas abigarradas, con intercalaciones de yesos rojos y verdes. Nivel de 69m. de potencia.

Muestra CM-10. - Idem. Tomada a 9m. por encima de la anterior.

Muestra CM-11. - Idem. Tomada a 25m. por encima de la CM-9.

Muestra CM-12. - Idem. Tomada a 46m. por encima de la CM-9.

Muestra CM-13. - Idem. Tomada a 59m. por encima de la CM-9.

SERIE DE CHICLANA DE SEGURA. -

La serie fué descrita por LOPEZ-GARRIDO y RODRIGUEZ ESTELLA (1970) y posteriormente por LOPEZ-GARRIDO (1971). Las muestras fueron recogidas a SW del pueblo de Chiclana de Segura y en la ladera S de la loma del mismo nombre. En la tabla V se indican las coordenadas geográficas de la serie así como en la figura, se muestra su situación geográfica. En la figura 40 aparece la columna litológica con la situación de las muestras. Tal como indican

SERIE DE CHICLANA SEGURA

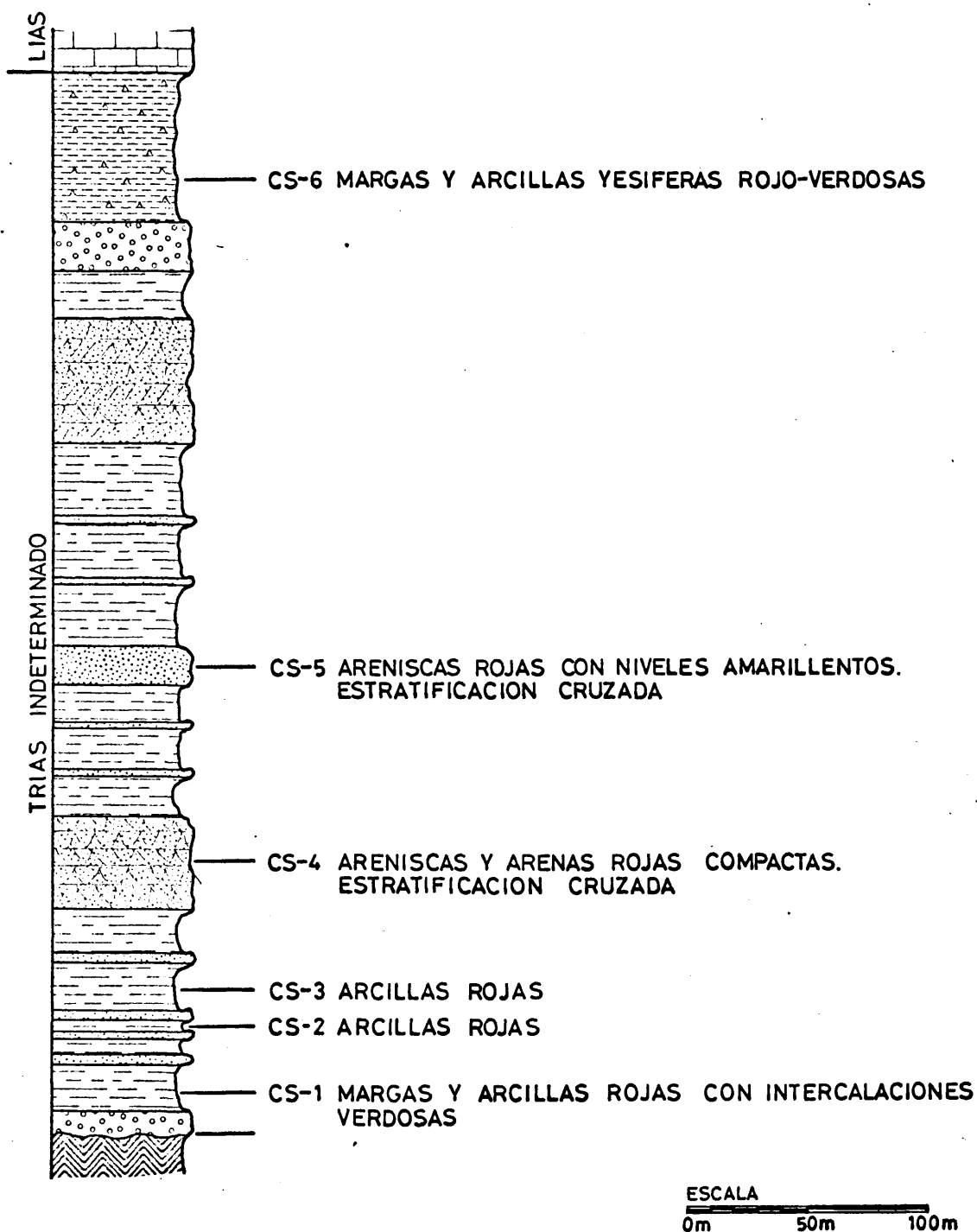
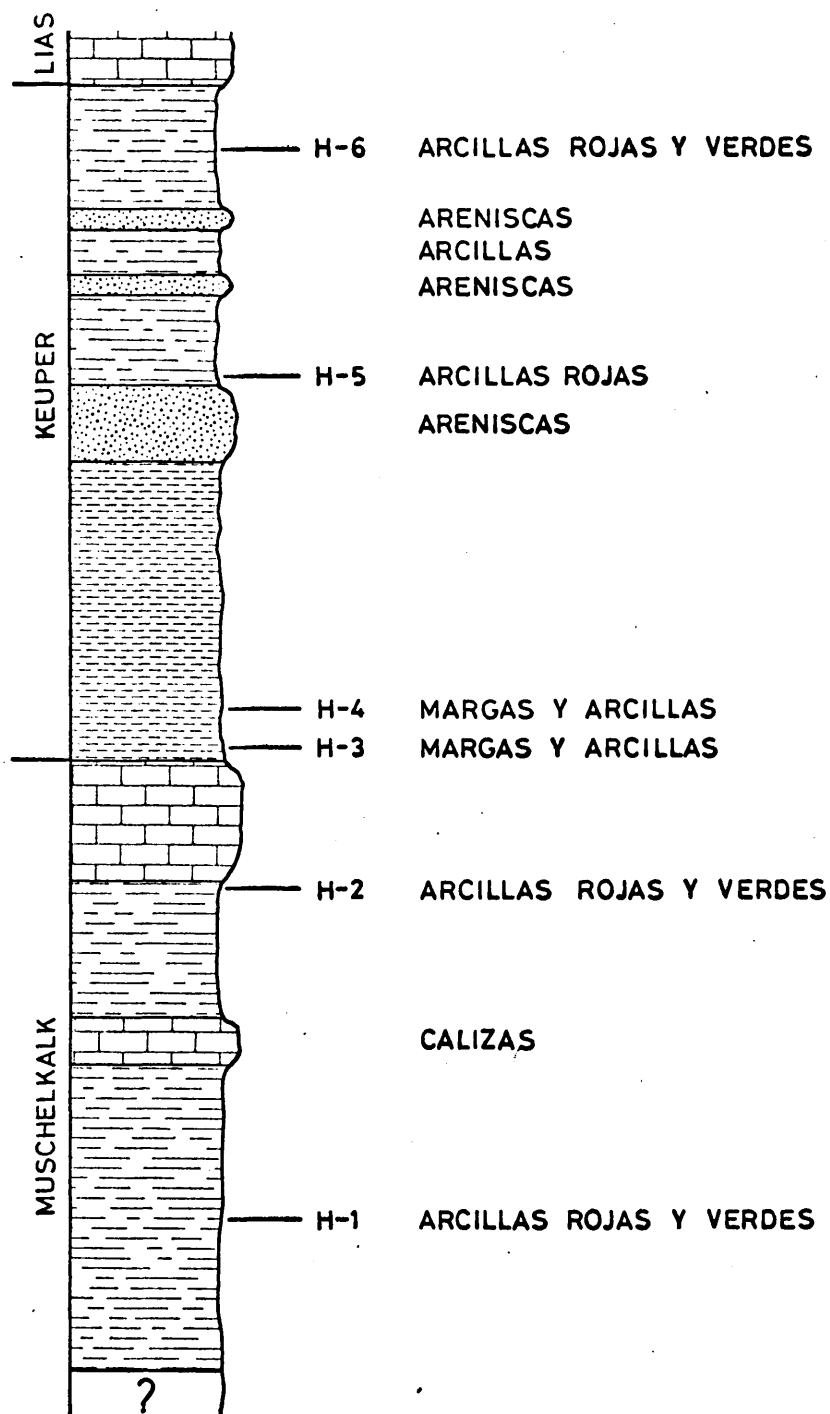


Fig. 40

SERIE DE HORNOS



ESCALA
0m 100m 200m

Fig. 41

los autores precedentes, se trata de una serie de unos 500m. de potencia que se dispone discordantemente sobre el Paleozóico, plegado y erosionado, fosilizando un relieve preexistente. Litológicamente está constituida por margas y arcillas de colores abigarrados con frecuentes, y a veces potentes, intercalaciones de areniscas con estratificación cruzada. En los niveles superiores aparecen intercalaciones de yesos entre las margas y arcillas.

SERIE DE HORNOS. -

Está constituida en la zona de máxima potencia por unos 800m. de materiales asimilables al Muschelkalk y al Keuper. La serie ha sido descrita detalladamente por LOPEZ-GARRIDO (1971) por lo que evitamos la repetición. En la tabla V se indican sus coordenadas geográficas, así como en las figuras 39 y 41 se indica la situación geográfica de la serie y la columna litológica con la situación de las muestras estudiadas.

2.1.4. EL TRIASICO DE LA ZONA SUBBETICA. -

Numerosos han sido los autores que han realizado estudios, bien de índole estratigráfica, bien tectónica, sobre el triásico de la zona Subbética, pero fué BLUMENTHAL (1972), el primero en observar la analogía de este Trias Subbético con el Trias de Centroeuropa, denominándolo por ello, Trias Germánico Andalus.

Todos los autores que han realizado estudios sobre este dominio bético, reconocen unanimemente la complejidad que encierra, lo que hace muy difícil la caracterización de niveles y pisos.

GARCIA DUEÑAS (1967) en un detallado estudio de las Córdilleras Béticas, reconoce no poder establecer ninguna columna

estratigráfica completa, basando su postura en estos tres puntos:

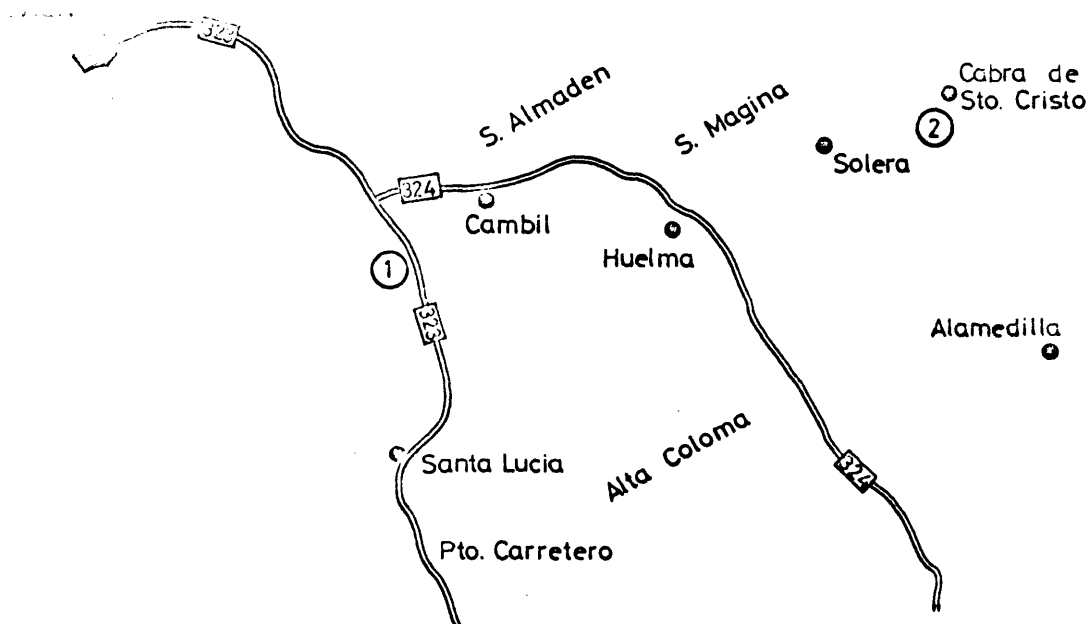
- 1º- Ausencia de fauna y flora característica.
- 2º- Intensos fenómenos diastroficos, que han alterado las posiciones primitivas de los materiales.
- 3º- Falta de buenos cortes naturales.

Tras estas consideraciones, GARCIA DUEÑAS expone: "A pesar de estas dificultades se puede afirmar que el Buntsandstein aflora en contadas ocasiones. Del Muschelkalk predominan los afloramientos dispersos, y se atribuyen al Keuper la mayor parte de los terrenos triásicos que afloran".

En líneas generales todos los autores reconocen que el Trias superior se presenta en unos niveles con facies muy característica, constituidos principalmente por unas margas irisadas de colores abigarrados, entre las que se intercalan areniscas y limolitas con colores y tonos similares, siendo también abundantes los cuarzos bipiramidados.

Establecer la potencia del Keuper en esta zona es un problema arduo y de difícil solución, ya que los intensos fenómenos diastroficos que lo han afectado, han producido en unos puntos fuertes laminaciones, dejándolo reducido a pocos metros; y en otros, duplicaciones que le dan potencias incluso superiores a los 2.000m.

Al mismo tiempo, en la mayoría de los casos las posiciones actuales de los afloramientos no corresponden a los puntos originales de depósito, ya que una gran parte de estos materiales poseen carácter aloctono, siendo generalmente el nivel de lubricación de los materiales superiores que constituyen los mantos de corrimiento de la zona Subbética.



- 1 Serie de Sta. Lucia
- 2 Serie de Cabra de Sto. Cristo

ESCALA 1:400.000
0 5 10 20Km

Fig. 42

SERIE DE SANTA LUCIA. -

Pertenece esta serie al gran afloramiento de Trias, que ocupa la zona comprendida entre los pueblos de Cambril, Huelma, Arbuniel y Carchalejo. En la figura 42 se indica la situación geográfica de la serie. Sus coordenadas geográficas son: 0° 23' 10" E y 37° 40' 50" N.

En la figura 43 se expone la columna litológica con la situación de las muestras estudiadas. Las observaciones de campo así como la sucesión de materiales parece indicar que en este punto la serie se encuentra invertida.

Las muestras estudiadas han sido las siguientes:

Muestra SL-1. - Nivel de 3m. de potencia de margas amarillo grisáceas. Situado encima de un banco de yesos de 4m. de potencia.

Muestra SL-2. - Nivel de 1m. de potencia de arcillas muy compactadas y duras de color rojo.

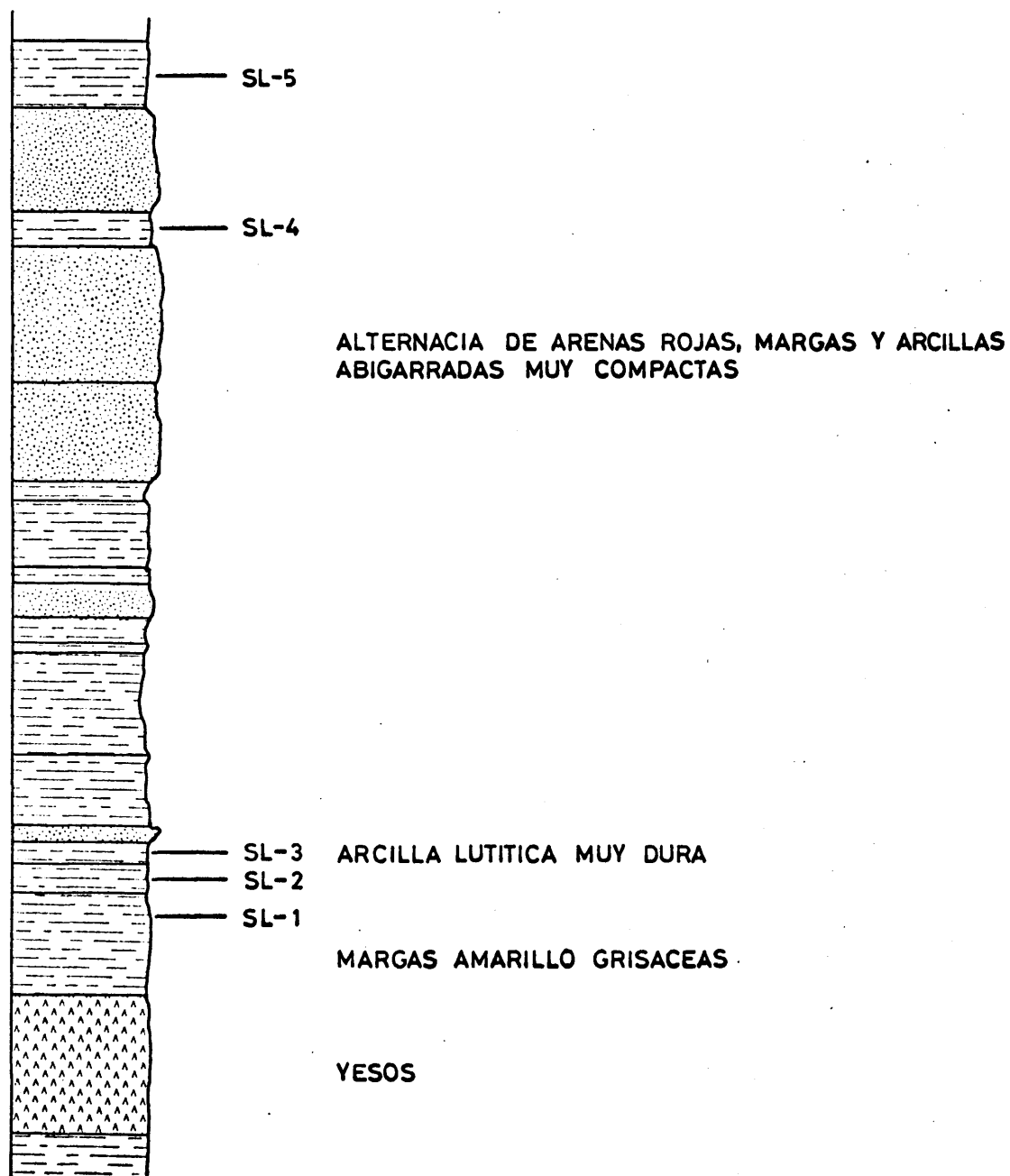
Muestra SL-3. - Nivel de 0'50m. de potencia similar al de la muestra anterior, situado encima y perfectamente diferenciado.

Por encima de los niveles anteriormente descritos, aparecen 22m. constituidos por una alternancia de arenas rojas, margas y arcillas abigarradas muy compactas. De este tramo se han tomado las siguientes muestras:

Muestra SL-4. - Nivel de 0'50m. de arcillas rojas compactas.

Muestra SL-5. - Nivel de 2m. de margas rojas muy compactas.

SERIE DE SANTA LUCIA



ESCALA
0m 4m 8m

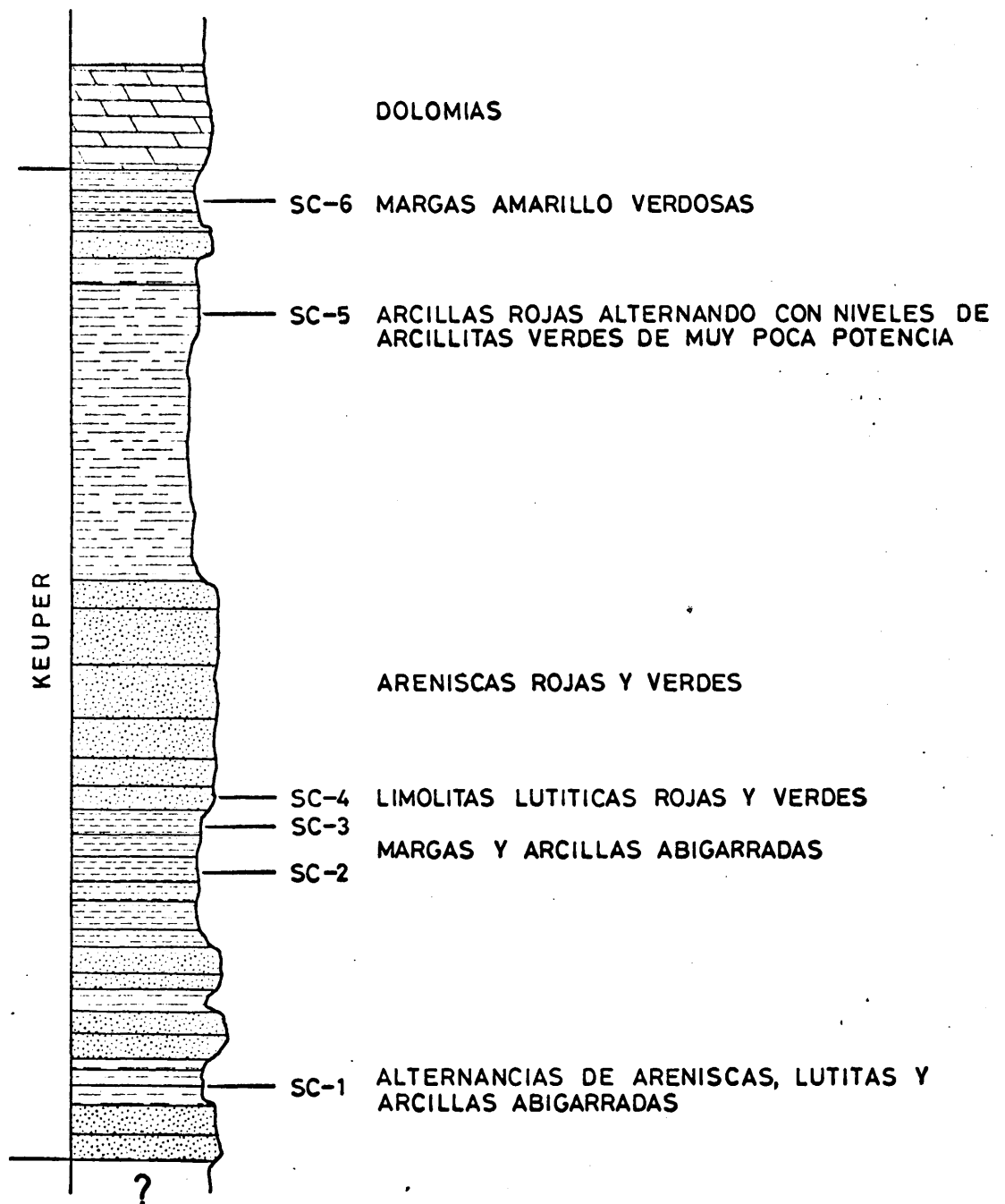
Fig. 43

SERIE DE CABRA DE SANTO CRISTO. -

Perteneciente este afloramiento a la gran masa de Trias que aflora al NE del pueblo de Huelma. Poseen estos materiales un claro carácter aloctono, perteneciendo según GARCIA DUEÑAS (1967) al denominado "Manto de Cambil". En la figura 42 se indica la situación geográfica de esta serie, siendo sus coordenadas: 09° 23' 10" E y 37° 40' 50" N. En la figura 44 se muestra la columna litológica con la situación de las muestras estudiadas, siendo éstas las siguientes:

- Muestra SC-1. - Nivel de 3'50m. de potencia de arcillas y margas abigarradas, intercalado entre niveles de areniscas.
- Muestra SC-2. - Nivel de 12m. de potencia compuesto por margas y arcillas abigarradas.
- Muestra SC-3. - Pertenece al mismo nivel que la muestra anterior. Se encuentra cerca del contacto con el nivel superior constituido por:
- Muestra SC-4. - Nivel de 3'50m. de potencia de arenas margosas rojas y verdes.
- Muestra SC-5. - Nivel de 24m. de potencia, constituido por arcillas rojas alternando con dlegados niveles de arcillitas de color verde.
- Muestra SC-6. - Nivel de 5m. de potencia formado por margas amarillo verdosas, situado por debajo del techo de la formación constituido éste por dolomias posiblemente Retienses.

SERIE DE CABRA DE SANTO CRISTO



ESCALA
0m 15m 30m

Fig. 44

2.2. METODOS EXPERIMENTALES. -

2.2.1. TOMA DE MUESTRAS. -

Durante la recogida de las muestras en el campo, se ha procurado que ésta se realizase en zonas de pendiente acusada, con objeto de evitar las acumulaciones de derrubios de las zonas superiores, que podían impurificar el punto muestral. Al mismo tiempo y con objeto de evitar, en lo posible, las alteraciones de tipo edáfico y de aguas muy superficiales, se procuró recoger las muestras profundizando al menos unos 50cm. por debajo de la superficie topográfica. En el caso de materiales consolidados, procuramos siempre obtener fracciones de la roca fresca.

2.2.2. PREPARACION DE LAS MUESTRAS. -

Una vez en el laboratorio, todas las muestras fueron secadas por medio de lámparas de infrarrojo, procurando que la temperatura no sobrepasase los 40°C. Una vez desecadas se trituraron groseramente y se pasaron por un tamiz de 2mm. de diámetro con lo que se eliminaron gran parte de las raíces y restos vegetales que en algunas ocasiones poseían.

De la muestra así tratada, se tomaron 50gr. a los que se le añadieron 1.000cc. de agua destilada. Se agitó mecánicamente durante 15 minutos y se dejó reposar hasta el total depósito del material sólido. Posteriormente y por decantación, se eliminó el líquido sobrenadante el cual arrastró a los restos vegetales que pasaron por el tamiz de 2mm.

2.2.3. ELIMINACION DE CARBONATOS. -

En aquellas muestras en las que existían carbonatos,

previamente determinados con el calcímetro de Bernard, se procedió a una eliminación con el objeto de que no impidieran una buena dispersión de las partículas tamaño arcilla.

La eliminación de los carbonatos se realizó según el método propuesto por BREWER (1964), con C1H. 2N. lavando posteriormente con agua destilada y filtrando con bujías Chamberlain L-3.

2.2.4. ELIMINACION DE MATERIA ORGANICA. -

En aquellas muestras en las que por su color era previsible la presencia de materia orgánica, se procedió a la eliminación de la misma, procediendo de la siguiente manera:

Se toman 50gr. de muestra, libres de carbonatos si los poseían, se colocan en un vaso de litro y se agregan 50cc. de agua destilada, calentando en baño maría. Se añade agua oxigenada al 6%, a intervalos de 10-15 minutos, en fracciones de 20 cc. las dos primeras veces, y las restantes en fracciones de 10 cc. hasta un total de 100 cc., dejando finalmente evaporar a sequedad.

2.2.5. EXTRACCION DE LA FRACCION FINA. -

Se tomaron 50gr. de muestra, a la que previamente se le había eliminado la materia orgánica y los carbonatos si los poseían, se introdujeron en un vaso agregándoseles 1.000cc. de agua destilada y 20cc. de solución al 1% de "Calgon" (preparado industrial a base de polimetafosfato); este último producto fué empleado como agente dispersante.

A continuación se agitó mecánicamente durante 20 minutos y se dejó reposar durante 8 horas a 20° C, con lo que todas las partículas de tamaño superior a 2 micras, se encontrarían bien sedimentadas o bien por debajo de los 10cm. superiores, procediendo pos-

teriormente a la extracción hasta una profundidad de 10cm. con ayuda de un sifón. Esta operación se repitió varias veces, hasta la total extracción de la fracción arcilla.

2.2.6. HOMOGENEIZACION DEL COMPLEJO DE CAMBIO. -

La fracción arcilla, una vez extraída, fué tratada con un exceso de solución 2N de $\text{Cl}_2 \text{Mg}$, con objeto de homogeneizar el cation de cambio.

El exceso de $\text{Cl}_2 \text{Mg}$ fué eliminado por lavados sucesivos con agua destilada, filtrando con bujías Chamberlain del tipo L-3.

2.2.7. ESTUDIO POR DIFRACCION DE RAYOS-X. -

Se realizaron estudios por esta técnica sobre preparados de polvo y sobre agregados orientados (A-O). En estos últimos se obtuvieron diagramas sobre muestras naturales, solvatadas con etilenglicol, calentadas a 550°C . y tratadas con solución ácida. A continuación se detallan cada una de estas operaciones.

- Obtención de diagramas de polvo. -

Se tomó una parte alicuota de la fracción arcilla hominica y se procedió a molerla hasta que toda ella pasó por un tamíz nº 270 de la serie A. S. T. M.. A continuación se procedió a rellenar una rendija de 1x2cm. de un portamuestras metálico, ayudándonos de una espátula y un vidrio, aplastando el polvo hasta dejar completamente lisa la superficie que se había de exponer al haz de rayos-X.

El rodaje se comenzó a 2° y se finalizó a 70° . La velocidad de barrido del goniometro fué en principio de dos grados por minuto, variándose posteriormente a 1° e incluso a $1/2^\circ$ si se conside-

raba necesario para una mayor seguridad en las determinaciones mineralógicas. En todos los casos la radiación empleada fué de Cu K α

- Obtención de diagramas de Agregado Orientado sin tratamiento previo. -

Con una fracción alicuota de la arcilla homoionica se preparó una suspensión al 1% de la muestra natural en agua destilada. Esta suspensión se depositó en unos anillos de plástico pegados sobre portamuestras de cristal, desecando posteriormente en estufa a 35°C. De esta manera se prepararon cuatro agregados orientados sin ningún tratamiento previo (A. O. N.).

De esos cuatro agregados orientados se tomó uno de ellos y se obtuvo su diagrama de difracción, rodándolo desde 2° a 60°, a una velocidad de barrido de 2° por minuto.

- Obtención de diagramas de Agregados Orientados solvatados con etilenglicol. -

Uno de los agregados orientados obtenidos sin un tratamiento previo se saturó con etilenglicol (A. O. E. G.), siguiendo la técnica indicada por BRUNTON (1955).

La muestra se introduce durante 24 horas en una atmósfera saturada de etilenglicol, para lo cual se coloca en una caja Petri en la que hay una cápsula con algunas gotas de etilenglicol. Esta caja se introduce en una estufa a 60°C. con objeto de conseguir la atmósfera saturada de etilenglicol adecuada. Una vez solvatada la muestra se procede a obtener su diagrama de difracción de rayos-X.

- Obtención de diagramas de Agregados Orientados calentados a 550°C. -

Un tercer agregado orientado de los obtenidos se calentó en un horno a 550°C. durante dos horas, obteniéndose inmediata-

mente su diagrama de difracción con objeto de evitar posibles rehidrataciones.

- Obtención de diagramas de Agregados Orientados tratados con solución ácida. -

En aquellas muestras en las que existía clorita, se procedió a realizarles un ataque ácido con objeto de poder determinar la presencia de caolinita. Para ello se procedió de acuerdo con el método propuesto por MARTIN VIVALDI y RODRIGUEZ GALLEGO (1961), tratando la muestra con $\text{SO}_4 \text{H}_2$ al 20%, en proporción adecuada (0'5gr. de muestra y 30cc. de $\text{SO}_4 \text{H}_2$ al 20%). La muestra se lavó posteriormente por filtrado, usando para ello filtros Millipore, hasta la total ausencia de sulfatos, y no por centrifugación como indican estos autores. Con la muestra atacada se procedió a preparar un agregado orientado tal como se ha expuesto anteriormente, obteniendo a continuación su diagrama de difracción de rayos-X.

- Estimación semicuantitativa de fases minerales. -

Uno de los problemas de más difícil solución que plantea el estudio mineralógico por difracción de rayos-X de los minerales de la arcilla, es el análisis cuantitativo de las fases minerales que integran una muestra natural.

Los factores que afectan las intensidades de las reflexiones son numerosos: naturaleza del catión de cambio, sustituciones isimórficas, grado de orientación, grado de cristalinidad, etc. Todos estos factores determinan que la estimación cuantitativa sea difícil de realizar y en algunos casos imposible, por ello los resultados obtenidos deben considerarse como una estimación semicuantitativa.

MARTIN POZAS (1968) realiza un detallado estudio de los factores que afectan a las intensidades de los filosilicatos de la arcilla y determina el "poder reflectante" de varios de ellos, referidos a la línea (001) de la caolinita, a la que le asigna el valor de 1. De tal manera que cuando un mineral posea poder reflectante X para su línea (001), quiere ésto decir, que reflejará X veces más que la caolinita.

En la tabla VI se muestran los poderes reflectantes de algunos minerales de la arcilla. Estos datos han sido tomados de la bibliografía salvo el del interestratificado regular (14_c-14_m) que ha sido determinado por nosotros, preparando muestras con caolinita y calculando la relación entre las intensidades de las reflexiones (001) de la caolinita y la (002) del interestratificado, después de solvatado con etilenglicol. Se ha tomado la reflexión (002) solvatada con objeto de evitar las interferencias con la línea (001) de la clorita.

TABLA VI

Mineral	Poder reflectante	Autor
Caolinita	1 (001)	Martín Pozas (1968)
Ilita	0,5 (001)	" " "
Clorita	0,6 (001)	" " "
Montmorillonita	2 (001 E. G.)	" " "
Vermiculita	2,9 (001)	" " "
Sepiolita	1,1 (110)	Dorronsorro (1969)
Talco	2 (001)	Galán Huertos (1972)
(14_c-14_m)	0,2 (002 E. G.)	Caballero (1972)

Una vez conocidos los poderes reflectantes de cada uno de los minerales que integran la muestra, la estimación semicuantitativa se realizó dividiendo la intensidad de las líneas escogidas por su poder reflectante, refiriendo la suma de todos estos cocientes a 100 y recalculando cada uno de los cocientes. Es decir aplicando la siguiente ecuación:

$$P_x \% = \frac{I_x / P_x \cdot 100}{I_n / P_a + I_b / P_b + \dots + I_n / P_n}$$

en la que:

$P_x \%$ = tanto por ciento del mineral x .

I_x = intensidad de la reflexión (001) mineral x.

P_x = poder reflectante del mineral x para la línea (001).

I_n = intensidad del mineral n.

P_n = poder reflectante del mineral n. para la línea (001).

Nosotros hemos tomado como intensidad de las reflexiones las alturas de ellas, ya que en la mayoría de los casos los picos obtenidos están compuestos por reflexiones vecinas de especies minerales diferentes y la medida del área correspondiente a cada una de ellas es muy difícil.

2.2.8. ESTUDIO POR A. T. D. . -

Las muestras fueron analizadas en un equipo Delta-therm, modelo D-2.000, de la firma Technical Equipment Corp.

Se utilizó portamuestras de iconel, termopares de cromel-alumel y una velocidad de calentamiento de 10°C/minuto. Todas las experiencias fueron realizadas bajo atmósfera natural. Las muestras antes de su empaquetamiento en el pocillo portamuestras fueron diluídas al 50% con alúmina calcinada. El tamaño de partícula utiliza-

do fué el obtenido al hacer pasar las muestras por un tamíz nº 270 de la serie A. S. T. M.

2.2.9. ESTUDIO POR MICROSCOPIA ELECTRONICA. -

Las muestras para estudio por microscopia electrónica fueron dispersadas por ultrasonido y posteriormente, una vez preparadas en los portamuestras, se observaron con un microscopio electrónico modelo M-300 de la casa Philips.

I I I

RESULTADOS EXPERIMENTALES

3.1. EL TRIASICO DE LA CUENCA ASTURIANA. RESULTADOS EXPERIMENTALES. -

3.1.1. SERIE DE AMBAS. DIFRACCION DE RAYOS-X. -

En la tabla VII se recogen los valores en \AA° de las líneas de difracción más características de cada uno de los minerales que integran las muestras de esta serie, así como los resultados del análisis semicuantitativo.

Muestra A-1. - La composición mineralógica de esta muestra es la siguiente: clorita en el 66%, illita en el 26% y talco en el 8%.

La clorita presenta líneas de difracción muy netas y bastante simétricas, aunque frente a los tratamientos con etilenglicol y calentamiento su espaciado a $14,1\text{\AA}^{\circ}$, varía ligeramente lo que indica se trata de una clorita lábil.

La línea que aparece en torno a los $9,9\text{\AA}^{\circ}$ es compuesta y en ella es posible apreciar los picos $9,4\text{\AA}^{\circ}$ y $9,9\text{\AA}^{\circ}$ correspondientes al talco y a la illita.

Muestra A-2. - Su composición mineralógica está integrada por un interestratificado del tipo ($14_c - 14_m$) en un 80% e illita en un 20%.

El interestratificado es bastante irregular como puede apreciarse por los valores de su línea de difracción (002). Practicamente puede considerarse como una clorita con algunas capas de montmorillonita.

La illita presenta unas líneas de difracción bastante anchas que se abren hacia la región de menores ángulos con el tratamiento con etilenglicol y hacia mayores ángulos con

TABLA VII

Análisis mineralógico por difracción de rayos-X, de las muestras pertenecientes a la serie de Ambas (Cuenca Asturiana).

Muestra	A. O. N.	A. O. E. G.	550°	A. O. A. A.	Mineral	%
A-1	14,1	14,4	13,5	—	Clorita	66
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	26
	9,4	9,4	9,3	9,3	Talco	8
A-2	14,1	14,6	13,2	—	(14 _c -14 _m)	80
	9,9	9,8	9,8	9,9	Ilita	20
A-3	14,1	14,7	13,8	—	Clorita	74
	9,9	10,0	9,9	9,9	Ilita	26
A-4	14,1	14,2	13,7	—	Clorita	68
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	32

TABLA VII (Continuación)

A-5	14,1	14,1	14,1	—	Clorita	93
	9,8	9,8	9,9	9,9	Ilita	7
A-6	14,1	14,0	13,9	—	Clorita	58
	9,8	9,8	9,8	9,9	Ilita	42
A-7	14,0	14,0	13,8	—	Clorita	66
	10,0	10,0	9,9	9,9	Ilita	31
	14,0	14,0	9,9	—	Vermiculita	3
A-8	14,0	14,2	13,9	—	Clorita	81
	9,8	9,9	9,9	9,9	Ilita	19

el tratamiento por calentamiento lo que indica se trata de ilita abierta.

Muestra A-3. - Su composición mineralógica está constituida por clorita en un 74% e ilita en un 26%.

La clorita es muy similar a la de la muestra A-1, es decir se trata de una clorita lábil. La ilita en esta muestra presenta un pico de difracción a $9,9\overset{\circ}{\text{\AA}}$ agudo y simétrico sin variaciones sensibles frente a los diferentes tratamientos, de lo que se deduce se trata de una ilita bastante cristalina, posiblemente se trate de una mezcla de ilita y verdadera mica.

Muestra A-4. - Su composición mineralógica está constituida por clorita en un 68% e ilita en un 32%.

La clorita de esta muestra goza de una gran cristalinidad, sus líneas de difracción son bastante agudas y muy simétricas. Frente a los diferentes tratamientos sus espaciados no sufre variaciones sensibles. La reflexión a $9,9\overset{\circ}{\text{\AA}}$ es por igual muy aguda y simétrica, lo que indica que pertenece a una verdadera mica más que a una ilita.

Muestra A-5. - Su composición mineralógica está integrada por clorita en un 93% e ilita en un 7%.

La clorita es el constituyente fundamental de esta muestra. Es, indudablemente, una de las de mayor grado de cristalinidad que hemos encontrado. Su diagrama de difracción aparece en la figura 16 y ha sido comentado en el apartado correspondiente a "Minerales arcillosos simples e interestratificados del Trias", del Capítulo I, por lo que omitimos su descripción.

La illita, que acompaña en baja proporción a la clorita, posee, al igual que la de la muestra anterior, una buena cristalinidad, tratándose pues más de una mica que de una verdadera illita.

Muestra A-6. - Su composición mineralógica está integrada por clorita en un 58% e illita en un 42%.

Tanto la clorita como la illita de esta muestra gozan de cristalinidad similar a las de la muestra anterior.

Muestra A-7. - Su composición mineralógica está constituida por clorita en un 66%, illita en un 31% y vermiculita en un 3%.

Su diagrama de difracción se muestra en la figura 20 y ha sido comentado en el apartado 1. 3. del Capítulo I, por lo que omitimos cualquier otro comentario.

Muestra A-8. - Mineralógicamente está constituida por clorita en un 81% e illita en un 19%.

Tanto la clorita como la illita son similares a las descritas en las muestras anteriores, es decir, ambas gozan de muy buena cristalinidad.

3.1.2. SERIE DE AMBAS. A. T. D. -

Se han estudiado por A. T. D. las muestras A-1, A-2, A-3, A-4, A-5 y A-7. Sus registros aparecen representados en la figura 45.

Muestra A-1. - Su registro se caracteriza por presentar un pequeño pico endotérmico a 130°C. seguido de un gran pico endotérmico a 650°C., este pico se abre hacia la región de bajas temperaturas. Este gran endotérmico es seguido de otro efecto similar a 830°C. al cual le sigue inmediatamente un exotérmico a 840°C. y por último un pequeño endotérmico a

AMBAS

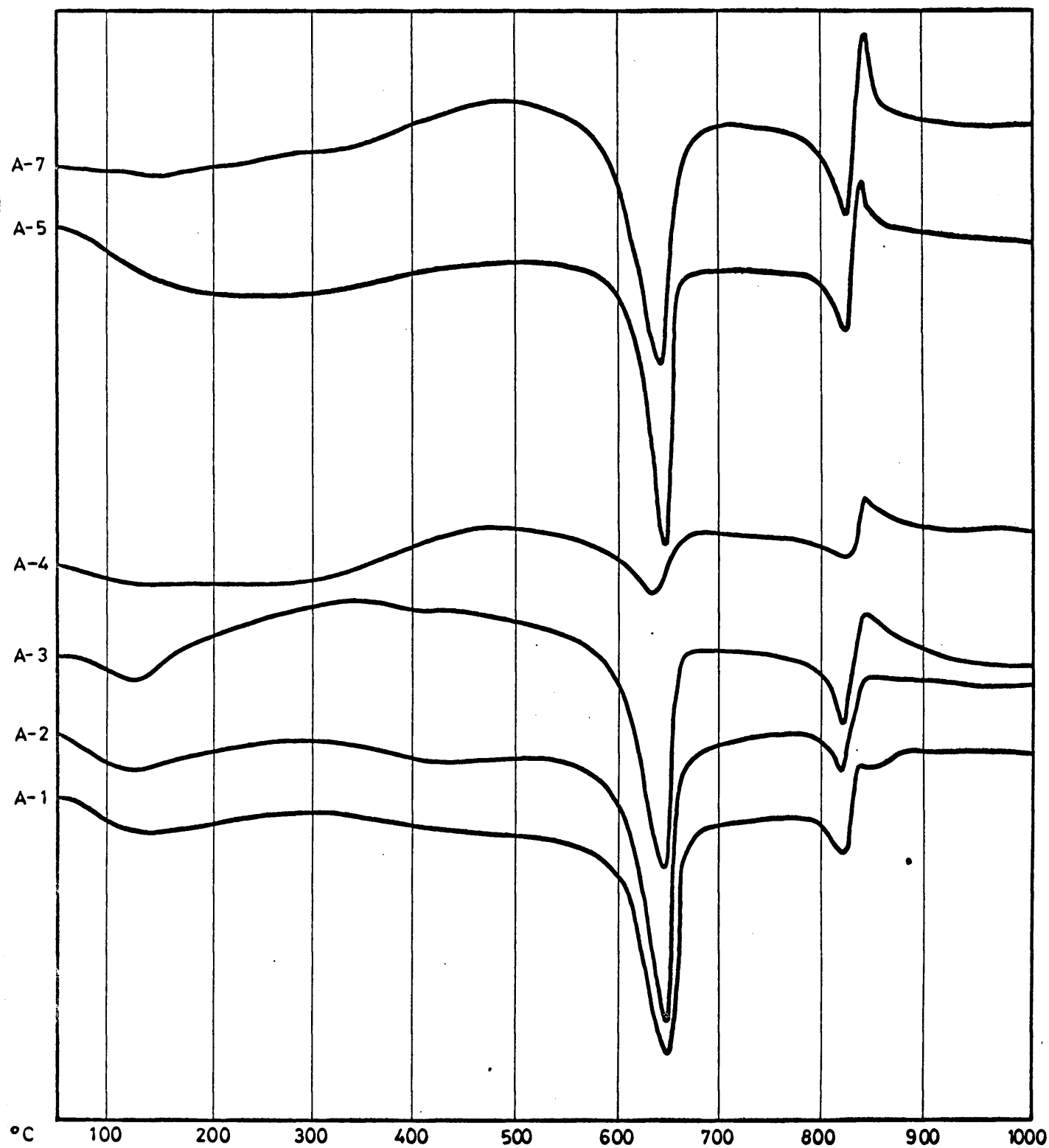


Fig. 45

850°C.

El primer endotérmico (130°C.) es característico de la ilita. El gran endotérmico a 650°C. corresponde a la descomposición de la capa brucítica de la clorita. El efecto endo-exo que aparece entre 830°C. y 840°C. se debe a la ruptura de la capa micácea y a la recristalización de nuevas fases. El pequeño endotérmico a 850°C. ha de ser atribuido al talco ya que este mineral presenta un endotérmico entre 850°C. y 1.050°C.

Muestra A-2. - La curva perteneciente a esta muestra es bastante similar a la de la muestra anterior, salvo que en ella no aparece el endotérmico correspondiente al talco.

Muestra A-3. - Registro muy similar también a las dos anteriores excepto que el endotérmico a 130°C. es más neto y que el efecto endo-exo de 830°C. - 840°C. está formado por dos verdaderos picos y no por un pico endotérmico y un escalón exotérmico como en las muestras A-1 y A-2. Este último hecho podría indicar un aumento del grado de cristalinidad en la clorita.

Muestra A-4. - Este registro ha sido obtenido con menor sensibilidad que los anteriores, por ello el endotérmico de 130°C. correspondiente a la ilita, ha casi desaparecido y los restantes efectos son menos llamativos que los de las muestras descritas anteriormente. No obstante, puede observarse como los efectos endo-exo finales son dos verdaderos picos y no un escalón.

Muestra A-5. - Su registro constituye uno de los más claros ejemplos de curva de A. T. D. para una clorita magnesiana. Se carac-

teriza por presentar un agudo y simétrico endotérmico a 650°C. , y un efecto endotérmico también muy agudo, -aunque de menor intensidad que el de 650°C. -, a 830°C. De acuerdo con las curvas dadas por CAILLERE y HENIN (1957), para una clorita tipo Pennina, y la similitud que presenta este registro con ellos, hemos de admitir que se trata de tal especie.

Muestra A-7. - Registro muy similar al anterior salvo que el endotérmico a 650°C. es más ancho y abierto hacia la región de menores temperaturas, debiéndose posiblemente al aumento de la cantidad de illita con respecto a la muestra precedente.

En la región de 150°C. se observa un pequeño pico endotérmico que podría deberse a la presencia de vermiculita en la muestra.

3.1.3. SERIE DE AMBAS. MICROSCOPIA ELECTRONICA. -

Se han estudiado por microscopía electrónica las muestras A-1, A-2 y A-5.

Muestra A-1. - Presenta una gran abundancia de cristales de clorita alo-triomorfos, entre los que se encuentran pequeños cristales de illita y algunos grandes cristales de mica. Los cristales de talco son poco abundantes y se presentan en forma de placas y listones.

Muestra A-2. - La illita y la clorita son redondeadas, difíciles de diferenciar entre sí. Existen algunos cristales de clorita con hábitos rómbicos.

En la figura 47 aparece una mica con hábito pseudoexago-

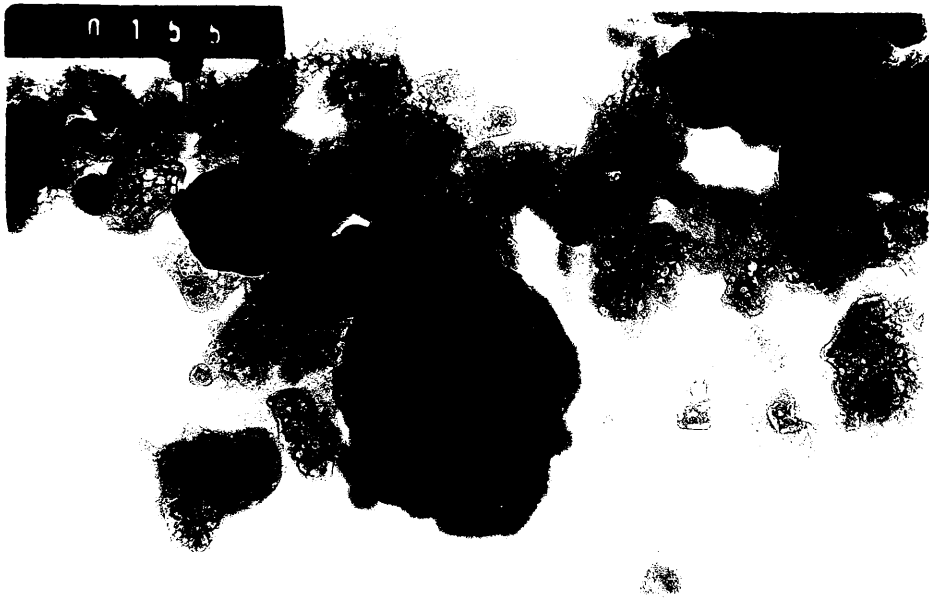


Fig. 46

x 31,920



Fig. 47

x 10,260

nal y un cristal de interestratificado (14_c-14_m), junto a pequeños cristales de illita.

Muestra A-5. - Masa homogénea de cristales de clorita entre la que existen algunos cristales de mica. Muchos de estos cristales de clorita son idiomorfos pseudoexagonales como el que se muestra en la figura 46.

3.1.4. SERIE DE AMBAS. CONCLUSIONES. -

De los resultados expuestos anteriormente es posible deducir que la serie de Ambas es una serie, en la que el mineral dominante es, en mucho, la clorita. En la figura 48 se expone la variación cuantitativa de los minerales a 14\AA , en los que hemos incluido la vermiculita y los interestratificados y los minerales a 10\AA , en los que se encuentran la illita-mica y el talco. Puede apreciarse fácilmente como la clorita aumenta a medida que se asciende en la serie, incluso en algunas muestras tales como A-5 y A-7 alcanza valores superiores al 80%.

Al mismo tiempo, la cristalinidad de las cloritas aumenta desde los niveles inferiores hasta los superiores, pasando desde cloritas lábiles en las muestras A-1 y A-2, hasta cloritas muy bien cristalizadas, e incluso idiomorfos con hábitos exagonales, de tipo Pennina. En un trabajo anterior (CABALLERO y MARTIN VIVALDI, 1972), señalábamos que aplicando los cálculos expuestos por PETRUK (1964) para determinar el grado de asimetría de estas cloritas, obteníamos un valor de 0,3, lo que indica prácticamente un contenido de 0 en átomos pesados de la capa octaédrica, hecho que confirma el carácter eminentemente magnesiano de estas cloritas.

No sólo es de hacer notar el aumento de cristalinidad en las cloritas, sino que al mismo tiempo la illita, aunque decrece en cantidad a medida que ascendemos en la serie, su cristalinidad aumenta; en

SERIE DE AMBAS

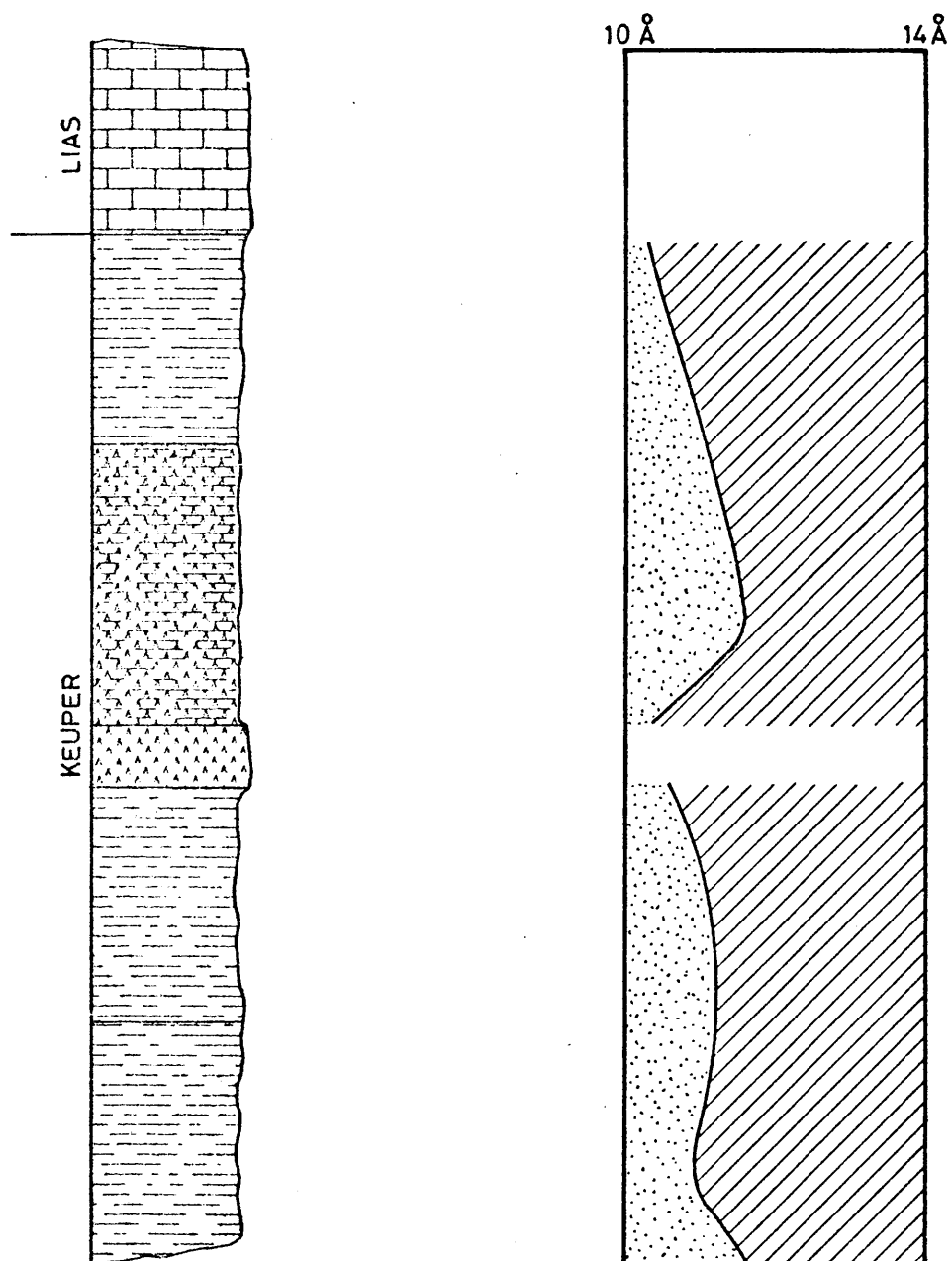


Fig. 48

ESCALA
0m 5m 10m 15m

los niveles inferiores existen ilitas abiertas, en los intermedios encontramos una mezcla de cristales de ilita y de mica y en los superiores encontramos verdaderas micas que presentan agudas líneas de difracción y sin variaciones sensibles frente a los diferentes tratamientos.

3.1.5. SERIE DE BAZANES. DIFRACCION DE RAYOS-X. -

En la tabla VIII se recogen los valores de las líneas de difracción más características de cada uno de los minerales que integran las muestras de esta serie, así como los resultados del análisis semi-cuantitativo.

Muestra B-1. - Su composición mineralógica está integrada por clorita en un 30%, ilita en un 61% y caolinita en un 9%.

La línea de difracción (001) de la clorita es ancha y muy dentada en el agregado orientado sin tratamiento previo. Tras la solvatación con etilenglicol esta línea se abre hacia la región de menores ángulos. Tras el tratamiento térmico el pico se agudiza y aumenta ligeramente en intensidad abriéndose, al mismo tiempo, hacia la región de mayores ángulos. Hemos pues de estimar que se trata de una clorita con poca cristalinidad.

La reflexión en torno a 10\AA es ligeramente abierta y dentada hacia las regiones de menores ángulos, su espaciado no varía sensiblemente con los diferentes tratamientos por lo que hemos de suponer se trata de una ilita relativamente cristalina.

Muestra B-2. - Su composición mineralógica está constituida por clorita en un 20% e ilita en un 80%. Al igual que en la muestra anterior la clorita goza de baja cristalinidad y la ilita no es

TABLA VIII

Análisis mineralógico por difracción de rayos-X de las muestras pertenecientes a la serie de Bazanes (Cuenca Asturiana).

Muestra	A.O.N.	A.O.E.G.	5500	A.O.A.A.	Mineral	%
B-1	14,2	14,4	14,1	—	Clorita	30
	10,0	9,9	9,9	9,9	Ilita	61
	7,0	7,0	—	7,1	Caolinita	9
B-2	14,2	14,2	13,7	—	Clorita	20
	9,9	10,0	9,9	9,9	Ilita	80
B-3	13,9	14,2	13,8	—	Clorita	21
	9,9	10,0	9,9	9,9	Ilita	79

BAZANES Y MONTEANA



Fig. 49

claramente abierta.

Muestra B-3. - Su composición mineralógica está constituida por clorita en un 21% e illita en un 79%. También existen indicios de un interestratificado de tipo ($14_c - 14_m$) pero en muy poca cantidad y es por lo que no se ha reflejado en la tabla VIII. La clorita al igual que en las muestras anteriores goza de muy baja cristalinidad, siendo sus picos anchos y dentados. Se trata pues, de clorita lábil.

3.1.6. SERIE DE BAZANES. A. T. D. -

Se ha estudiado por A. T. D. la muestra B-1. Su registro es bastante complejo y a partir de él es muy difícil determinar la composición mineralógica y aún menos cualquier otra información sobre características particulares de cada una de las especies. En la figura 49 se muestra el registro que, como se puede observar, presenta un primer endotérmico a 210°C. muy ancho, seguido de un endotérmico a 620°C. que podemos atribuir a la descomposición de la capa brucítica de la clorita. En la región de 850°C. aparece un llamativo exotérmico que bien puede atribuirse a la recristalización de especies formadas a expensas de los productos originales calcinados.

La difícil interpretación de este registro está de acuerdo con lo expuesto por COLE y HOSKING (1957) sobre lo difícil que es, en muchos casos imposible, la interpretación de los diagramas de A. T. D. de mezclas naturales.

3.1.7. SERIE DE BAZANES. MICROSCOPIA ELECTRONICA. -

Con objeto de obtener más información sobre la muestra B-1, se estudió por microscopía electrónica, encontrándose una baja

0 1 4 5



Fig. 50

x. 20.520

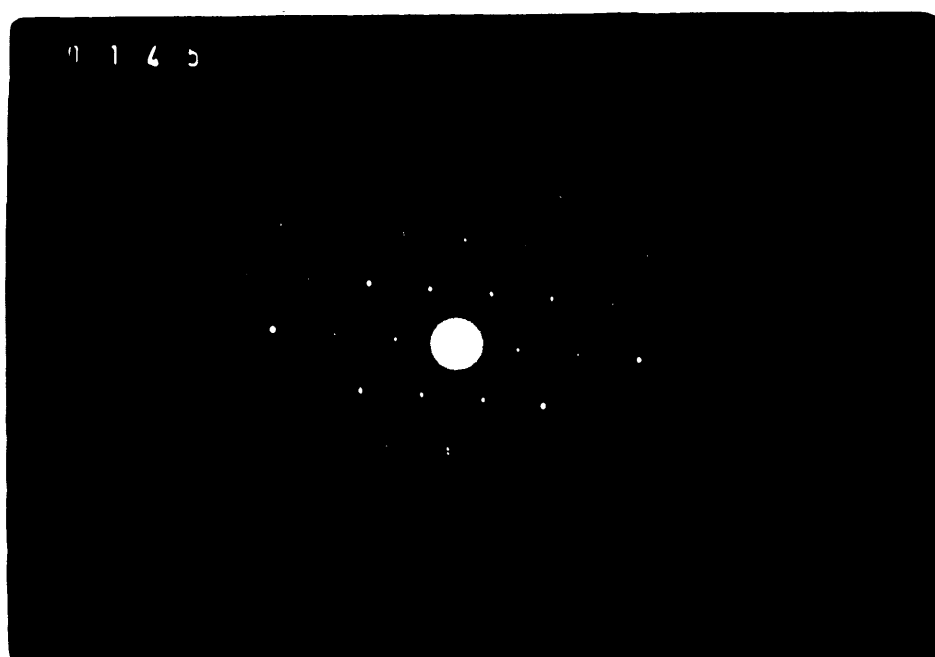


Fig. 51

x 7.200

cristalinidad en todos los minerales, especialmente en la clorita, la cual en algunos cristales presentaba aspecto de nesmectita. La caolinita es de pequeño tamaño pero con muy buena morfología exagonal; en la figura 50 pueden observarse en la zona izquierda de la microfotografía pequeños cristales de caolinita junto a una masa aglomerada de cristales de illita.

Se han podido observar también pequeños cristales de carbonatos, sales y goetita, que indudablemente han contribuido a aumentar la complejidad de la curva de A. T. D.

3.1.8. SERIE DE BAZANES. CONCLUSIONES. -

En la figura 52-A se expone la variación de los minerales de 10\AA^0 y 7\AA^0 agrupados y los de 14\AA^0 , a lo largo del perfil. En la figura 52-B se muestra esta variación desglosada en las diferentes especies que integran cada una de las muestras. La presencia de interestratificados se ha señalado de una manera dispersa en la zona superior de la serie.

Puede deducirse de las figuras anteriormente citadas, así como de los resultados expuestos en la tabla VIII y de los comentarios realizados en los apartados de rayos-X, A. T. D. y microscopía electrónica, que se trata de una serie fundamentalmente íltica, con bajo contenido en clorita, nunca superior al 30% y en la que la caolinita se presenta también en muy baja proporción y restringida al nivel inferior de conglomerados. Todos los minerales gozan, bien de baja cristalinidad como las cloritas (especialmente) y las illitas, o son de muy pequeño tamaño, como la caolinita.

3.1.9. SERIE DE CAMOCA. DIFRACCION DE RAYOS-X. -

En la tabla IX se exponen los valores en \AA^0 de las líneas de difracción más características de todos los minerales que integran

SERIE DE BAZANES

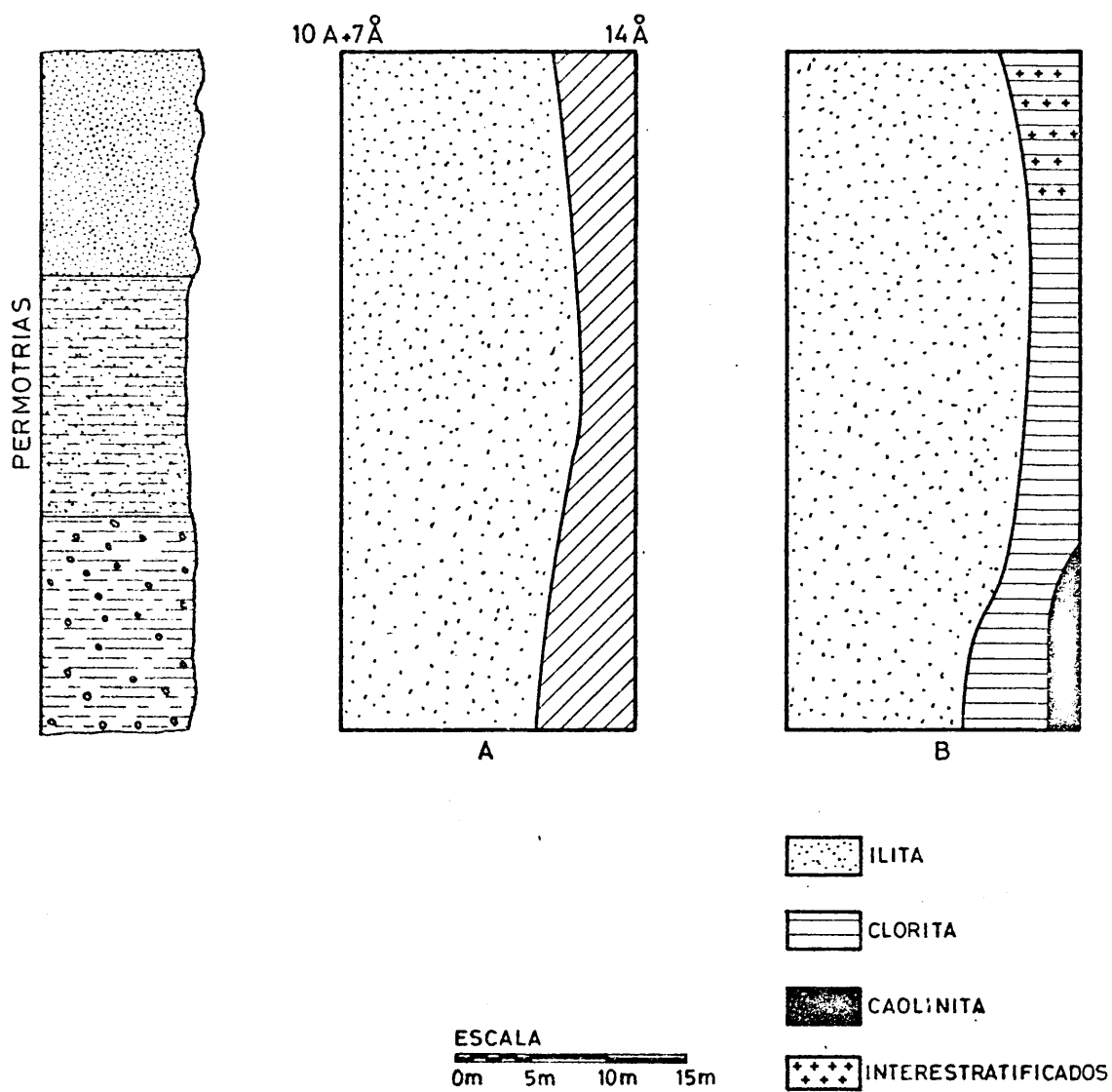


Fig. 52

TABLA IX

Análisis mineralógico por difracción de rayos-X, de las muestras pertenecientes a la serie de Camoca (Cuenca Asturiana).

Muestra	A.O.N.	A.O.E.G.	550g	A.O.A.A.	Mineral	%
C-1	10,0	10,0	9,9	9,9	Ilita	100
C-2	14,3	15,2	12,9	—	(14 _c -14 _m) _{nr}	43
	14,2	14,4	13,9	—	Clorita	21
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	36
C-3	14,2	15,0	13,5	—	(14 _c -14 _m) _{nr}	37
	13,9	14,4	14,1	—	Clorita	16
	9,9	9,9	9,2	9,9	Ilita	47
C-4	14,2	14,5	13,7	—	Clorita	57
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	43

TABLA IX (Continuación)

C-5	27, 4-14, 4	15, 2	12, 8	—	(14 _c -14 _m)nr	62
	14, 2	14, 4	13, 7	—	Clorita	19
	9, 9	9, 9	9, 9	9, 9	Ilita	19
C-6	14, 2	15, 5	12, 3	—	(14 _c -14 _m)	86
	9, 9	10, 0	9, 9	9, 9	Ilita	14
C-7	26, 0-14, 4	15, 5	23, 9-12, 4	—	(14 _c -14 _m)r	78
	(14, 2)	14, 2	13, 9	—	Clorita	9
	9, 9	10, 0	9, 9	9, 9	Ilita	13

las muestras de esta serie, así como los resultados de la estimación semicuantitativa de las mismas.

Muestra C-1. - La muestra está compuesta en su totalidad por illita. Su diagrama de difracción se expone en la figura 12 y ha sido comentado en el apartado correspondiente del Capítulo I, por lo que omitimos cualquier otro comentario, salvo el volver a indicar que se trata más de una verdadera mica que de una illita.

Muestra C-2. - Mineralógicamente está constituida por un interestratificado del tipo ($14_c - 14_m$) en un 43%, clorita en un 21% e illita en un 36%.

El interestratificado es irregular, con mayor número de láminas de clorita que de montmorillonita, ya que tras los tratamientos con etilenglicol y calentamiento, los espaciados de su línea (002) son inferiores a $15,5\overset{\circ}{\text{Å}}$ en el primer caso, y superiores a $12\overset{\circ}{\text{Å}}$ en el segundo. Al mismo tiempo, la reflexión (001) no aparece claramente en el diagrama, aunque en la región de $28\overset{\circ}{\text{Å}}$ (en el A. O. N.) aparecen algunas indentaciones pero sin resolverse en un verdadero pico.

La línea (001) de la clorita, muestra agudas indentaciones y su espaciado no permanece fijo frente a los diferentes tratamientos, lo que indica una no buena cristalinidad o bien que no es una clorita en sentido estricto. La reflexión de $10\overset{\circ}{\text{Å}}$ es aguda y simétrica, no sufriendo ninguna variación sensible con los diferentes tratamientos, perteneciendo por lo tanto a una mica.

Muestra C-3. - Mineralógicamente está compuesta por un interestratifi-

cado de tipo ($14_c - 14_m$) en un 43%, clorita en un 21% e illita en un 36%.

El interestratificado, al igual que en la muestra anterior, es irregular y con mayor número de capas de clorita que de montmorillonita. La clorita y la illita poseen iguales características a las de la muestra anterior.

Muestra C-4. - Está compuesta por clorita en un 57% e illita en un 43%.

El diagrama de difracción perteneciente a esta muestra se encuentra representado en la figura 17 y ha sido comentado en el apartado correspondiente del Capítulo I.

Se trata, tal como se indicó, de una clorita lábil con láminas con tendencia a hinchar y a colapsar tras los tratamientos adecuados.

La mica posee características similares a las de las muestras anteriores.

Muestra C-5. - Mineralógicamente está compuesta por un interestratificado de tipo ($14_c - 14_m$) en el 62%, clorita en el 19% e illita en el 19%.

El interestratificado sigue siendo irregular como en los casos anteriores, aunque parece acercarse más a la relación 1:1. La línea (001) se encuentra débilmente resuelta ($27, 4\overset{\circ}{\text{Å}}$) y la línea (003) puede predecirse por las indentaciones que aparecen en la región de $9, 6\overset{\circ}{\text{Å}}$.

Illita y clorita son similares a las de muestras anteriores.

Muestra C-6. - Su composición mineralógica está integrada por un interestratificado de tipo ($14_c - 14_m$) en un 86% e illita en un 14%.

El interestratificado, al igual que en la muestra anterior, se aproxima a la relación 1:1 y es bastante regular. La illi-

ta goza de buena cristalinidad.

Muestra C-7. - Mineralógicamente está compuesta por un interestratificado en el 78%, clorita en el 9% e ilita en el 13%.

Su diagrama de difracción aparece en la figura 25 y ha sido comentado en el apartado correspondiente ("Minerales simples e interestratificados del Trias Español") del Capítulo I. Basta decir pues, que se trata de un interestratificado bastante regular y cercano a la relación 1:1. Es preciso hacer notar que la clorita que acompaña al interestratificado y a la ilita es dudosa, ya que su presencia se ha deducido de una pequeña indentación que existe en las líneas 14, $4\overset{\circ}{\text{Å}}$ y 15, $5\overset{\circ}{\text{Å}}$ del interestratificado.

3.1.10. SERIE DE CAMOCA. A. T. D. -

Se han estudiado por análisis térmico diferencial las siguientes muestras:

Muestra C-1. - En la figura 53 se muestra su registro; éste se caracteriza por presentar un endotérmico, en la región de bajas temperaturas, a 130°C. , endotérmico ancho y poco agudo. A 630°C. presenta otro endotérmico también muy ancho y poco agudo y por último en la región de los 900°C. presenta un escalón exotérmico.

Esta curva se aleja bastante de las descritas en la bibliografía para micas e ilitas, no obstante nosotros hemos podido observar que este registro es muy similar al de todas las muestras estudiadas por nosotros y que poseen contenidos elevados en micas o ilitas. El efecto en escalón endoexo que aparece en la región de los 900°C. puede deberse

CAMOCA

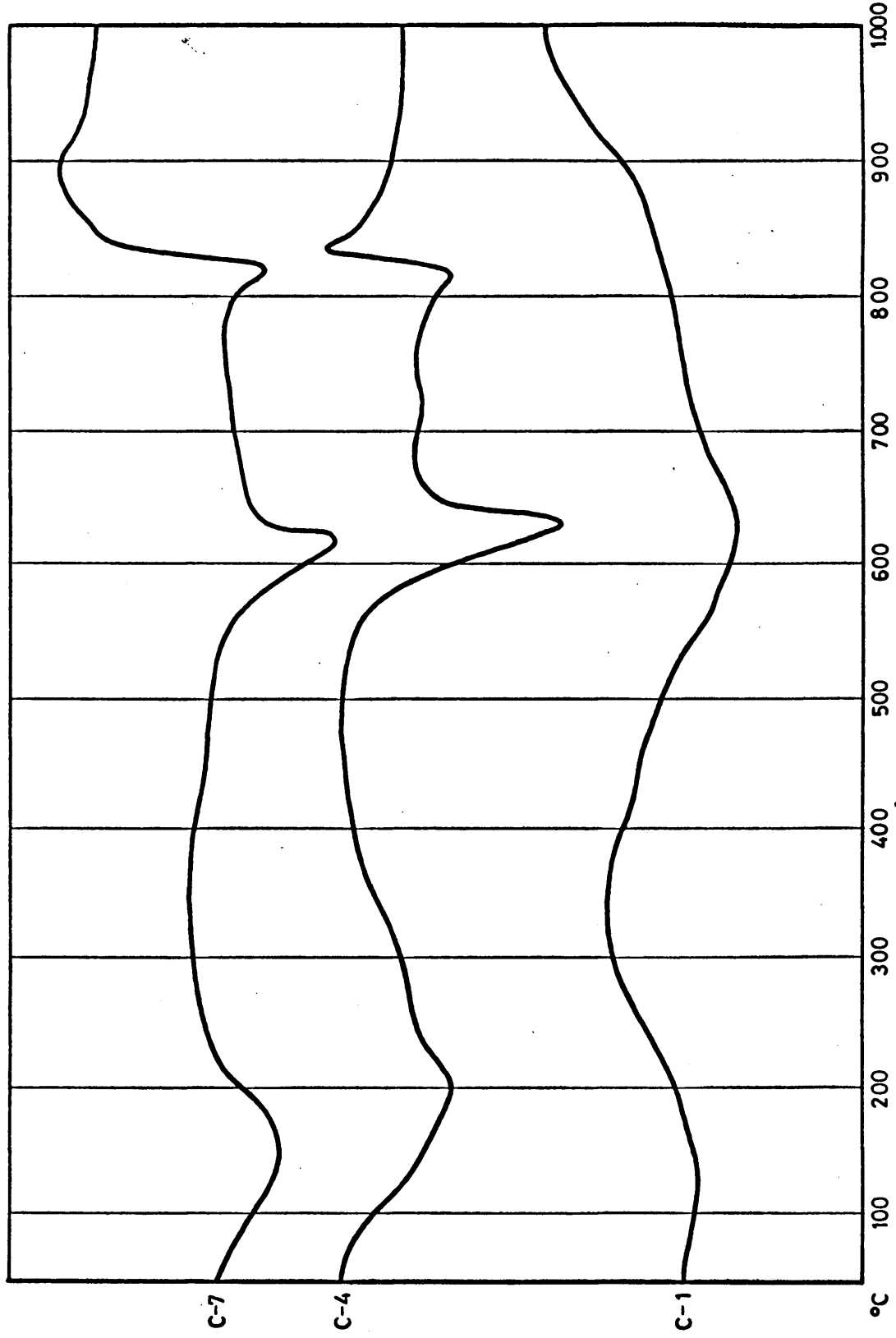


Fig. 53

a que se trata de una mica en la que alrededor del 15% de las posiciones tetraédricas están ocupadas por Al^{III} y en cada una de cada tres posiciones octaédricas el Al^{III} es sustituido por Mg^{II} (MUÑOZ y ALEXAINDRE, 1957).

Muestra C-4. - En la figura 53 se muestra la curva obtenida; en ella puede observarse un gran endotérmico a 200°C. dentro del cual a 130°C. puede apreciarse una ligera inflexión. A 630°C. aparece un agudo endotérmico debido a la descomposición de la capa brucítica de la clorita, y a 840°C. aparece el típico efecto endo-exo de los materiales cloríticos.

Muestra C-7. - Curva algo similar a la anterior. Sus diferencias esenciales consisten en que el primer endotérmico aparece a 150°C. y el exotérmico final no es agudo como en C-4, sino bastante romo y desplazado a 880°C. Es necesario volver a hacer notar que en mezclas naturales y complejas como las que nos ocupan, los registros obtenidos distan bastante de los que cabría esperar a partir de los registros de minerales puros.

3.1.11. SERIE DE CAMOCA. MICROSCOPIA ELECTRONICA. -

Se han estudiado por microscopía electrónica las siguientes muestras:

Muestra C-2. - Posee grandes cristales de mica con muy buena cristalinidad, como se puede observar en el diagrama de difracción electrónica de la figura 51. Entre estos grandes cristales de mica existen pequeños cristallitos que parecen illitas pero que en realidad son producto de la degradación

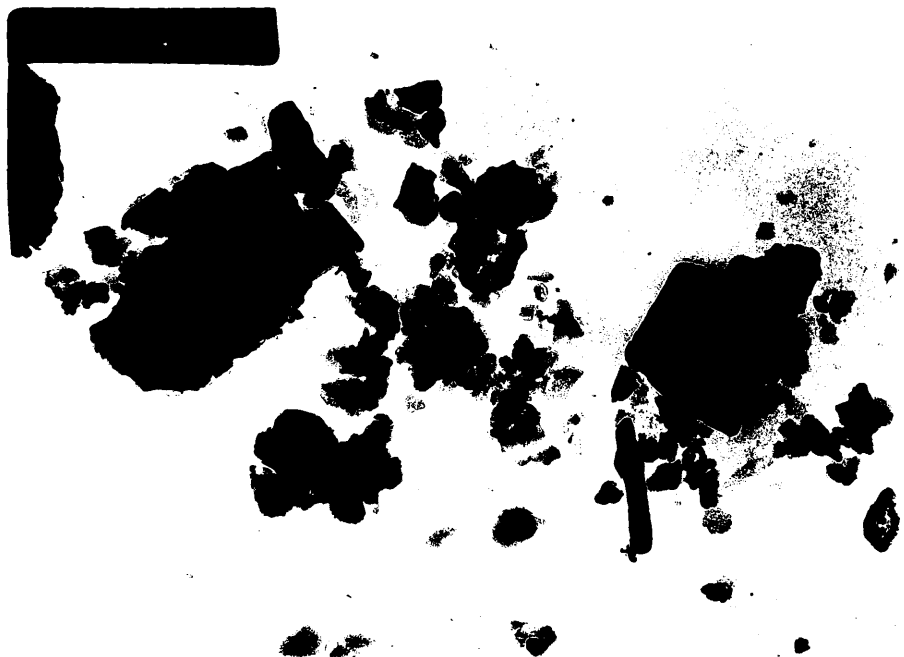


Fig. 54

x 25.080



Fig. 55

x 20.520

mecánica de estos grandes cristales de mica.

En la figura 55 se muestra el aspecto del interestratificado ($14_{\text{c}} - 14_{\text{m}}$); observese como su morfología recuerda a las de las esmectitas, ésto es lógico ya que un edificio interestratificado tiende a adoptar la morfología de la especie que posee en mayor cantidad o la que es más llamativa como ocurre en este caso.

Las cloritas son alotriomorfos y difíciles de distinguir del interestratificado.

Junto a los minerales descritos anteriormente existe goetita.

Muestra C-4. - Las cloritas no presentan hábito exagonal ni rómbico, sólo algunos cristales presentan hábitos pseudoexagonales o pseudorómbicos. En la figura 54 se muestra el aspecto de las micas y un cristal pseudoexagonal de clorita, junto a un listón de rutilo y un grano de carbonato. El hierro goetítico es frecuente en toda la muestra, presentándose muchas veces con su típica macla en asterisco.

Muestra C-7. - El interestratificado aparece en grandes cristales de aspecto montmorillonóide. La mica se presenta generalmente en grandes cristales aunque también existen pequeños, estos últimos son consecuencia de fragmentación mecánica. La goetita es muy abundante.

3.1.12. SERIE DE CAMOCA. CONCLUSIONES. -

En la figura 56-A se muestra la variación de los minerales a 10\AA (mica) y a 14\AA (clorita y edificios interestratificados) a lo largo del perfil de la serie. En la figura 56-B aparece esta variación desglosada en las diferentes especies que componen las muestras. De ellas

SERIE DE CAMOCA

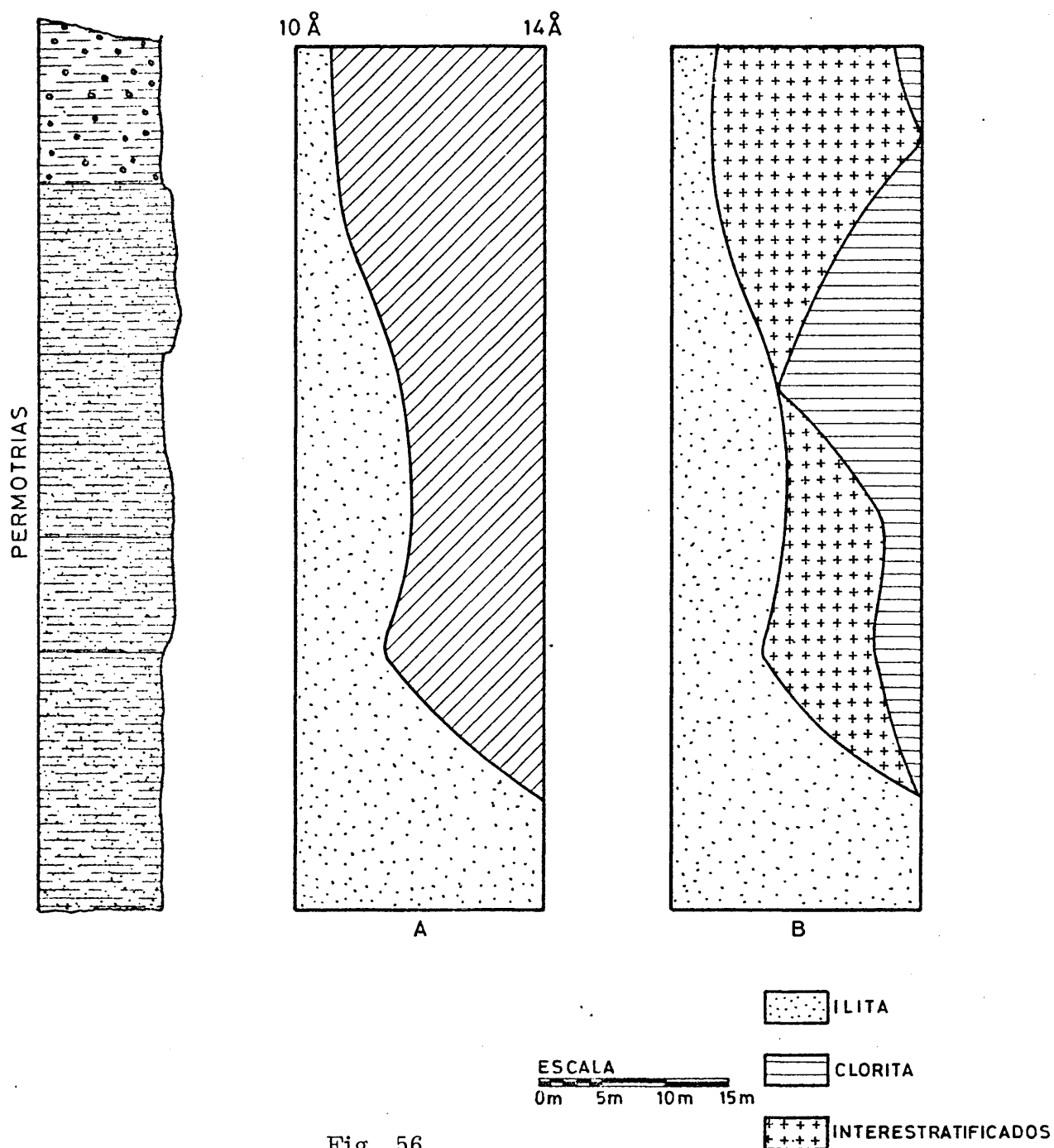


Fig. 56

puede deducirse como, a medida que se asciende en la serie, los porcentajes de minerales a 10\AA decrecen sensiblemente en favor de los minerales a 14\AA . Al mismo tiempo, los porcentajes de interestratificados aumentan en los términos superiores de la serie.

De los estudios por difracción de rayos-X, A. T. D. y microscopía electrónica, se deduce que la cristalinidad de las ilitas es elevada, tratándose en realidad de verdaderas micas, que los edificios interestratificados aumentan su porcentaje desde los términos inferiores hacia los superiores al mismo tiempo que pasan de interestratificaciones irregulares con predominio de las capas de clorita sobre las de montmorillonita, a edificios regulares en donde los porcentajes de interestratificación son prácticamente del 50%.

Las cloritas en general se encuentran en bajo porcentaje, y cuando éste es elevado (57%) se trata en realidad de un mineral difícil de asimilar a una clorita en sentido estricto, pudiendo incluso tratarse de un edificio interestratificado con un pequeño porcentaje de láminas de montmorillonita. En todos los casos, la clorita posee láminas inestables a los tratamientos con etilenglicol y calentamiento.

3.1.13. SERIE DE E. DE VILLAVICIOSA. DIFRACCION DE RAYOS-X. -

En la tabla X aparecen los valores en \AA de las líneas de difracción más características de los minerales que integran las muestras de esta serie, así como los resultados de la estimación semicuantitativa.

Muestra EV-1. - Su composición mineralógica está limitada sólo y exclusivamente a la presencia de ilita. Sus reflexiones basales son bastante simétricas y no sufren variaciones sensibles tras los diferentes tratamientos.

TABLA X

Análisis mineralógico por difracción de rayos -X, de las muestras pertenecientes a la serie de Este de Villaviciosa (Cuenca Asturiana).

Muestra	A.O.N.	A.O.E.G.	550°	A.O.A.A.	Mineral	%
EV-1	9,9	10,0	9,9	9,9	Ilita	100
EV-2	10,0	10,0	9,9	—	Ilita	100
EV-3	14,0	15,9	12,6	—	(14 _c -14 _m)	46
	14,0	14,3	13,6	—	Clorita	32
	10,0	10,0	9,9	9,9	Ilita	22
EV-4	14,2	15,1	12,2	—	(14 _c -14 _m)	67
	14,2	14,4	14,0	—	Clorita	20
	9,8	9,9	9,8	9,9	Ilita	13
EV-5	14,1	14,8	13,8	—	Clorita	65
	9,9	10,0	9,9	9,9	Ilita	35

TABLA X (Continuación)

EV-6	14,0	14,2	13,5	—	Clorita	57
	9,9	10,0	9,9	9,9	Ilita	43
EV-7	14,4	14,4	14,2	—	Clorita	34
	10,0	9,9	10,0	9,9	Ilita	66
EV-8	14,2	14,3	13,6	—	Clorita	85
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	15
EV-9	14,1	14,1	13,8	—	Clorita	76
	9,8	9,8	9,8	9,8	Ilita	24
EV-10	14,0	14,0	13,7	—	Clorita	70
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	30

Muestra EV-2. - Al igual que la muestra anterior su composición es exclusivamente ilítica y con características similares a las descritas en el parrafo precedente.

Muestra EV-3. - Mineralógicamente está constituida por un interestratificado de tipo ($14_c - 14_m$) en el 46%, clorita en el 32% e ilita en el 22%.

El interestratificado es irregular, así como la clorita es lábil. La ilita posee una linea de difracción (001), bastante abierta y dentada por lo que hemos de suponer se trata de una ilita abierta.

Muestra EV-4. - Mineralógicamente está compuesta por un interestratificado de tipo ($14_c - 14_m$) en el 67%, clorita en el 20% e ilita en el 13%.

El diagrama correspondiente a esta muestra se expone en la figura 26 y ha sido comentado en el apartado de "Minerales simples e interestratificados del Trias Español" del Capítulo I.

La ilita y la clorita poseen características similares a las de la muestra anterior.

Muestra EV-5. - Su composición mineralógica está integrada por clorita en un 65% e ilita en un 35%.

La clorita presenta ligeras variaciones en los espacios de su linea (001) después de los tratamientos con etilenglicol y calentamiento, lo que indica la existencia dentro de su retículo de algunas capas de tipo besmectita.

La ilita parece más cristalina que las de las muestras anteriores.

Muestra EV-6. - Está compuesta por clorita en el 57% e illita en el 43%.

La clorita posee mayor cristalinidad que la de las muestras anteriores, pues su línea de difracción (001) es bastante aguda y simétrica, aunque su espaciado varía ligeramente frente a los diferentes tratamientos.

La illita posee buena cristalinidad, sus líneas de difracción son simétricas y muy agudas, sin indentaciones. Pueden corresponder a una mica más que a una verdadera illita.

Muestra EV-7. - Está compuesta por clorita en el 34% e illita en el 66%.

Tanto la clorita como la illita poseen características similares a las de la muestra anterior.

Muestra EV-8. - Su mineralogía está integrada por clorita en el 85% e illita en el 15%.

Las líneas de difracción correspondientes a la clorita son bastante agudas y simétricas, sus espaciados no sufren variaciones sensibles frente a los diferentes tratamientos, parece pues una clorita con buena cristalinidad.

La illita, al igual que la clorita, posee también buena cristalinidad.

Muestra EV-9. - Mineralógicamente está constituida, al igual que la muestra anterior, por clorita e illita en un 76% y un 24% respectivamente.

Tanto la clorita como la illita gozan de muy buena cristalinidad, tratándose la última de una verdadera mica.

Muestra EV-10. - Su mineralogía está integrada por clorita en un 70% e illita en un 30%.

La clorita y la ilita son extremadamente cristalinas, con líneas de difracción muy netas, agudas y simétricas.

3.1.14. SERIE DE E. DE VILLAVICIOSA. A. T. D. -

Se han estudiado por A. T. D. las muestras EV-2, EV-3, EV-6, EV-9 y EV-10. En la figura 57 se exponen los registros térmicos de estas muestras.

Puede observarse como el registro correspondiente a la muestra EV-2 (ilita 100%) es similar al de la muestra C-1 (ilita 100%) que expusimos en la figura 53, ambas presentan los mismos efectos a temperaturas similares.

En los siguientes registros puede observarse como a medida que la cristalinidad de las cloritas aumenta, el primer endotérmico se desplaza hacia temperaturas más elevadas, igual fenómeno ocurre en el caso del segundo endotérmico al mismo tiempo que el efecto endotérmico-exotérmico final se hace mucho más intenso. A continuación se exponen los valores de las temperaturas para cada uno de los efectos y sus intensidades relativas, de las cuatro muestras que poseen clorita.

EV-3	170(x)	625(x)	830-840(x)
EV-6	250(xx)	625(x)	840-850(x)
EV-9	250(x)	650(xxx)	840-850(xxx)
EV-10	240(xxx)	640(xxx)	840-850(xxx)

(x). - Poco intenso. (xx). - Intenso. (xxx). - Muy intenso.

ESTE DE VILLAVICIOSA

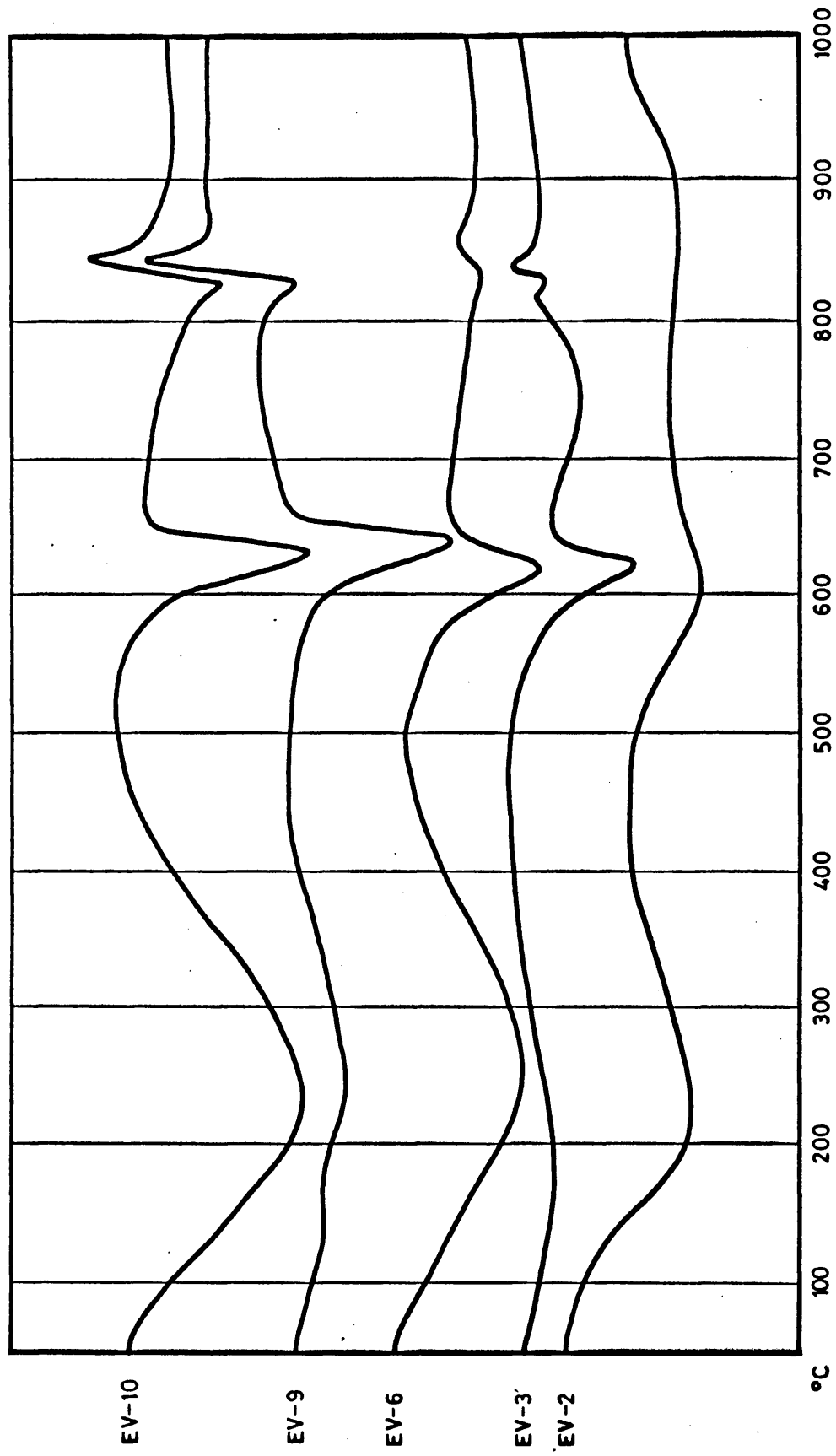


Fig. 57



Fig. 58

x 15.960



Fig. 59

x 15.960

3.1.15. SERIE DE E. DE VILLAVICIOSA. MICROSCOPIA ELECTRONICA. -

Se han estudiado por microscopía electrónica las muestras EV-2, EV-3 y EV-8.

Muestra EV-2. - La muestra está formada exclusivamente por grandes cristales de mica entre los que existen otros más pequeños también de mica. El porcentaje de cristales de illita es muy pequeño comparado con el de micas. En la figura 58 aparece la microfotografía en la que se muestra el aspecto de los cristales de mica e illita.

Muestra EV-3. - Las micas son similares a las de la muestra anterior. Cristales de clorita con morfología rómbica. Los cristales del interestratificado poseen una morfología muy parecida a los de las montmorillonitas, tratándose siempre de grandes cristales. En la figura 59 puede observarse el aspecto que presenta en esta muestra el interestratificado.

Muestra EV-8. - La mayoría de los cristales de clorita poseen morfología rómbica (figura 60), aunque existen algunos con morfología exagonal (figura 61), similar a la descrita por LUCAS (1962). Ambos tipos de cristales deben de poseer muy buena cristalinidad.

Las micas son muy similares a las de las muestras anteriores.

3.1.16. SERIE DE E. DE VILLAVICIOSA. CONCLUSIONES. -

En la figura 62-A se muestra la variación de los minerales a 10\AA (illita-mica) y 14\AA (clorita e interestratificados) a lo lar-



Fig. 60

x 60.420



Fig. 61

x 20.520

SERIE ESTE DE VILLAVICIOSA

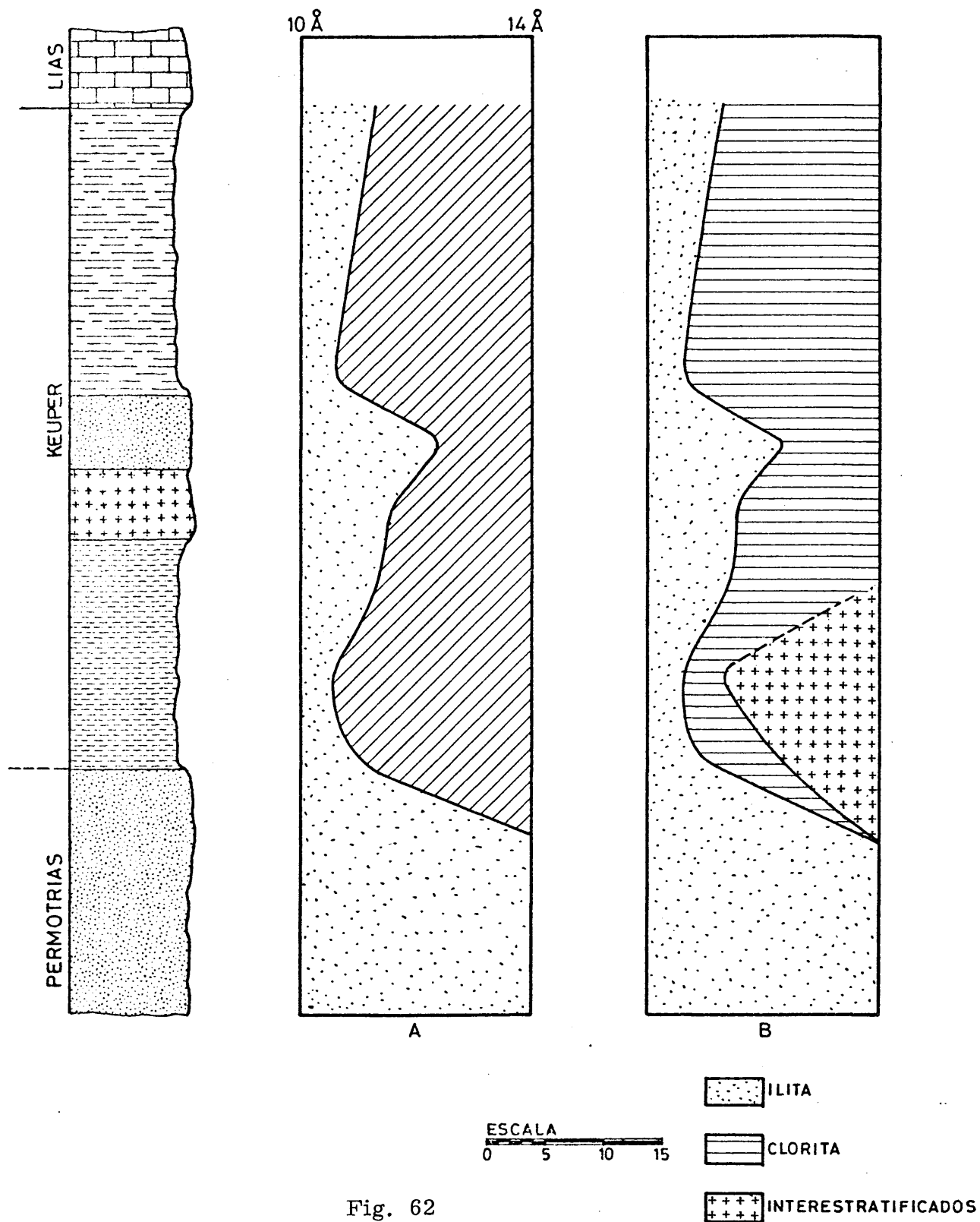


Fig. 62

go del perfil de la serie. De ello puede deducirse que los términos inferiores son ílíticos y a medida que se asciende en la serie aumenta la cantidad de edificios a $14\overset{0}{\text{\AA}}$, observándose un claro descenso en su porcentaje coincidiendo con la existencia de un nivel detrítico intercalado en la serie margoso-arcillosa.

En la figura 62-B aparece la variación de los minerales, desglosada por especies a lo largo de la columna. Puede observarse como los edificios interestratificados se encuentran restringidos a la zona inferior del tramo de margas. La clorita aumenta su porcentaje a medida que se asciende en la serie, salvo un descenso que experimenta en el nivel de areniscas.

La cristalinidad de micas y cloritas aumenta desde la zona inferior de la serie hacia la zona superior.

3.1.17. SERIE DE MONTEANA. DIFRACCION DE RAYOS-X. -

En la tabla XI se exponen los valores en $\overset{0}{\text{\AA}}$ de las líneas de difracción más características de los minerales que integran las muestras de esta serie, así como los resultados de la estimación semicuantitativa.

Muestra M-1. - La composición mineralógica de la muestra está integrada por un interestratificado de tipo (10_i-14_c) en el 34%, clorita en el 8% e illita en el 58%.

La illita presenta picos simétricos y agudos que no sufren variaciones en su simetría después de los tratamientos, lo que determina que se trata, bien de una verdadera mica o de una mezcla de cristales de illita y de mica.

La clorita presenta picos dentados y asimétricos lo que

TABLA XI

Análisis mineralógico por difracción de rayos-X de las muestras pertenecientes a la serie de Montaña (Cuenca Asturiana).

Muestra	A. O. N.	A. O. E. G.	550°	Mineral	%
M-1	12, 3	24, 2-12, 1	12, 1	(10 _i -14 _c)	34
	14, 2	14, 2	13, 8	Clorita	8
	10, 0	10, 1	10, 0	Ilita	58
M-2	12, 5	12, 6	12, 0	(10 _i -14 _c)	15
	14, 2	14, 3	14, 1	Clorita	10
	10, 0	10, 0	9, 9	Ilita	75
M-3	12, 0	12, 6	12, 0	(10 _i -14 _c)	37
	14, 2	(18, 0)	10, 0	Montmorillonita	6
	14, 2	14, 2	14, 2	Clorita	17
	9, 9	10, 0	10, 0	Ilita	40

TABLA XI (Continuación)

M-4	13, 9	16, 9	10, 0	Montmorillonita	20
	12, 0	12, 0	10, 0	Sepiolita	25
	10, 0	10, 0	9, 0	Ilita	55
M-5	—	12, 6	12, 0	(10 _i -14 _c)	28
	14, 9	16, 9	10, 0	Montmorillonita	21
	14, 2	14, 2	13, 8	Clorita	22
	10, 0	10, 0	10, 0	Ilita	29
M-6	14, 7	16, 9	10, 0	Montmorillonita	34
	14, 1	14, 1	13, 5	Clorita	13
	12, 1	12, 0	10, 0	Sepiolita	7
	19, 0	10, 0	10, 0	Ilita	46

TABLA XI (Continuación)

M-7	12,0	23,6-12,4	12,0	(10 _i -14 _c)	37
	14,8	16,9	9,0	Montmorillonita	25
	10,0	10,0	9,9	Ilita	34
	7,1	7,1	—	Caolinita	4
M-8	14,7	17,0	9,9	Montmorillonita	14
	11,9	12,1	9,9	Sepiolita	15
	9,9	10,0	9,9	Ilita	63
	7,1	7,1	—	Caolinita	8

TABLA XI (Continuación)

M-9	14,5	17,1	9,9	Montmorillonita	17
	11,9	12,2	9,9	Sepiolita	35
	10,0	10,0	9,9	Ilita	39
	7,0	7,0	—	Caolinita	9
M-10	24,5-12,2	12,2	23,0-12,0	(10 _i -14 _c)	19
	14,5	15,7	12,0	(14 _c -14 _m)	47
	14,2	14,2	13,6	Clorita	13
	10,0	10,0	10,0	Ilita	21

pone de manifiesto su no muy alta cristalinidad. El edificio interestratificado es bastante regular, como se deduce de los valores de sus líneas de difracción.

Muestra M-2. - Su composición mineralógica está integrada por un interestratificado de tipo (10_i-14_c) en el 15%, clorita en el 10% e illita en el 75%.

El interestratificado es irregular ya que el valor de su línea de difracción (002) es diferente a $12\overset{\circ}{\text{\AA}}$ y su línea (001) no aparece definida en la región de $24\overset{\circ}{\text{\AA}}$, igualmente el tanto por ciento de interestratificación es diferente al 50%, poseyendo mayor número de capas de clorita que de illita.

La clorita posee baja cristalinidad ya que su línea de difracción (001) es ancha y muy dentada.

La illita posee una línea a $10\overset{\circ}{\text{\AA}}$ ligeramente abierta hacia la región de los pequeños ángulos que tras el tratamiento por calentamiento se abre hacia la región de mayores ángulos, tratándose por lo tanto de una illita abierta.

Muestra M-3. - Su composición mineralógica está integrada por un interestratificado de tipo (10_i-14_c) en el 37%, clorita hinchable en el 17% e illita en el 40%.

Su diagrama de difracción se muestra en la figura 19 y ha sido comentado en el apartado de "Minerales simples e interestratificados del Trias Español" del Capítulo I, por lo que omitimos cualquier otra referencia.

Muestra M-4. - Su composición mineralógica está constituida por montmorillonita en el 20%, sepiolita en el 25% e illita en el 55%.

El diagrama de difracción correspondiente a esta muestra se expone en la figura 15 y ha sido comentado anteriormente, sólo queda hacer notar que la illita posee baja cristalinidad, tratándose de una illita abierta.

Muestra M-5. - Mineralógicamente está constituida por un interestratificado de tipo (10_i-14_c) en el 28%, montmorillonita en el 21%, clorita en el 22% e illita en el 29%.

El interestratificado al igual que el de la muestra M-3, es irregular y con tanto por ciento de interestratificación diferente al 50%.

La clorita y la illita poseen baja cristalinidad.

Muestra M-6. - Su composición mineralógica está integrada por montmorillonita en el 34%, clorita en el 13%, sepiolita en el 7% e illita en el 46%.

Las características de la clorita e illita son muy similares a las de muestras anteriores, es decir, son pobres en cristalinidad.

Muestra M-7. - Su composición mineralógica está constituida por un interestratificado de tipo (10_i-14_c) en el 37%, montmorillonita en el 25%, illita en el 34% y caolinita en el 4%. En la figura 23 se expone el diagrama de difracción de esta muestra y su diagrama ha sido ya comentado con anterioridad. Añadiremos solamente que el interestratificado es en este caso bastante regular y con un porcentaje de interestratificación cercano al 50%.

Muestra M-8. - Su composición mineralógica está integrada por montmorillonita en el 14%, sepiolita en el 15%, caolinita en el 8% e illita en el 63%

Todos los minerales ennumerados poseen características similares a las descritas para los de muestras anteriores.

Muestra M-9. - Mineralógicamente está constituida por montmorillonita en el 17%, sepiolita en el 35%, illita en el 39% y caolinita en el 9%.

Su diagrama de difracción de Rayos-X se expone en la figura 14 y ha sido comentado en el apartado correspondiente a "Minerales simples e interestratificados del Trias Español" del Capítulo I. Añadiremos solamente el hecho de hacer notar que la clorita continua siendo de baja cristalinidad y que es posible advertir en el diagrama indicios de un interestratificado de tipo (10_i-14_c).

Muestra M-10. - Su composición mineralógica está integrada por un interestratificado de tipo (10_i-14_c) en el 19%, clorita en el 13%, illita en el 21% y un edificio interestratificado de tipo (14_c-14_m) en el 47%.

La interestratificación (10_i-14_c) es bastante regular y con un porcentaje de interestratificación cercano al 50%, como puede deducirse de los valores de sus líneas de difracción. Por el contrario el edificio de tipo (14_c-14_m) es irregular y con un mayor porcentaje de capas de montmorillonita que de clorita.

La clorita es de baja cristalinidad y la illita es más cristalina que la de las muestras anteriores.

3.1.18. SERIE DE MONTEANA. A. T. D. -

Se ha estudiado por análisis térmico diferencial la muestra M-6. Su registro aparece representado en la figura 49. Este se caracteriza por presentar un primer efecto endotérmico a 140°C ., seguido de otro pequeño efecto también endotérmico, a 300°C . En la región de 600°C . aparece un pequeño endotérmico y finalmente en la región de 830°C - 850°C . se presenta un llamativo efecto endo-exotérmico.

En el primer endotérmico (140°C .) coinciden indudablemente los primeros efectos de illita, montmorillonita y sepiolita, ya que estos minerales poseen endotérmicos en esa región. El segundo endotérmico es debido a la presencia de montmorillonita y de sepiolita, ya que este efecto es característico de montmorillonitas trioctaédricas (SCHMIDT y HEYSTEK, 1953) y de sepiolita (MARTIN VIVALDI y CANO RUIZ, 1953), aunque dada la escasa cantidad de sepiolita debe de corresponder en su mayor parte a montmorillonita.

El pequeño efecto a 600°C . debe de corresponder a la ruptura de la capa brucítica de la clorita y finalmente el gran endotérmico-exotérmico corresponde a la suma de los efectos de montmorillonita, clorita y sepiolita.

3.1.19. SERIE DE MONTEANA. MICROSCOPIA ELECTRONICA. -

Se han estudiado por microscopía electrónica las siguientes muestras:

Muestra M-2. - La mayor parte de la muestra está integrada por cristales de illita entre los que existen algunos cristales de mica.

La clorita se presenta en cristales totalmente alotríomorfos.

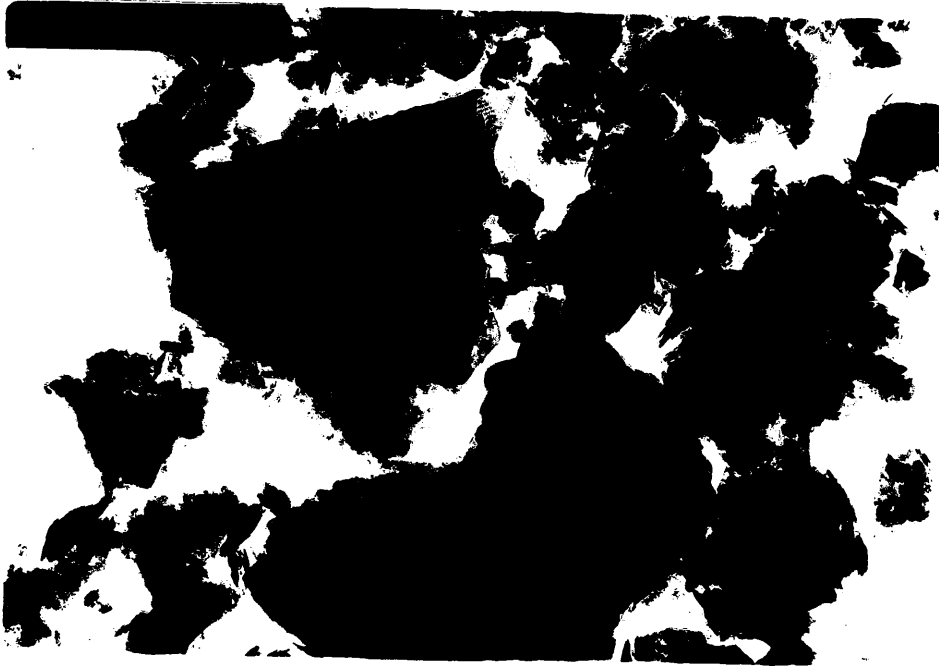


Fig. 63

x 20.520



Fig. 64

x 25.960

El interestratificado se presenta en masas aglomeradas de cristales muy similares a la illita en morfología.

Muestra M-9. - Gran abundancia de tubos de sepiolita dispuestos formando sus típicos haces (figura 64). Los cristales de sepiolita son de fibra muy larga.

Cristales de mica e illita junto a caolinitas poco abundantes y de pequeño tamaño.

3.1.20. SERIE DE MONTEANA. CONCLUSIONES. -

En la figura 65-A se expone la variación de los minerales a 7\AA y 10\AA (caolinita e illita) frente a los de 12\AA y 14\AA (interestratificados, clorita, montmorillonita y sepiolita) a lo largo del perfil de la serie. En la figura 65-B aparece esta variación desglosada en las diferentes especies que componen las muestras.

De ella puede deducirse que la proporción de minerales a 12\AA y 14\AA aumenta desde los tramos inferiores de la formación hacia los superiores. Tanto los tramos superiores como inferiores están constituidos por clorita, interestratificados e illita, mientras que en la zona central la montmorillonita alterna con sepiolita e interestratificados e incluso con pequeñas proporciones de caolinita.

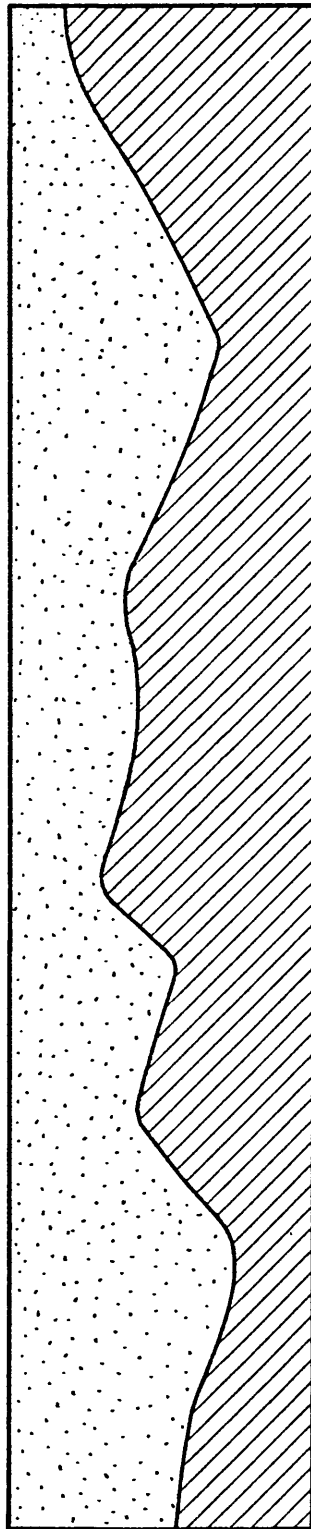
Es interesante hacer notar que la montmorillonita es el mineral siempre presente mientras que la sepiolita se encuentre en ella. Este último mineral aparece repetido en tres estadios de la serie y siempre entre capas que poseen interestratificados tipo (10_i-14_c), montmorillonita y clorita o caolinita (ésta última sólo en la zona superior).

Tanto la clorita como la illita son de baja cristalinidad, el interestratificado (10_i-14_c) aumenta su regularidad desde las zonas

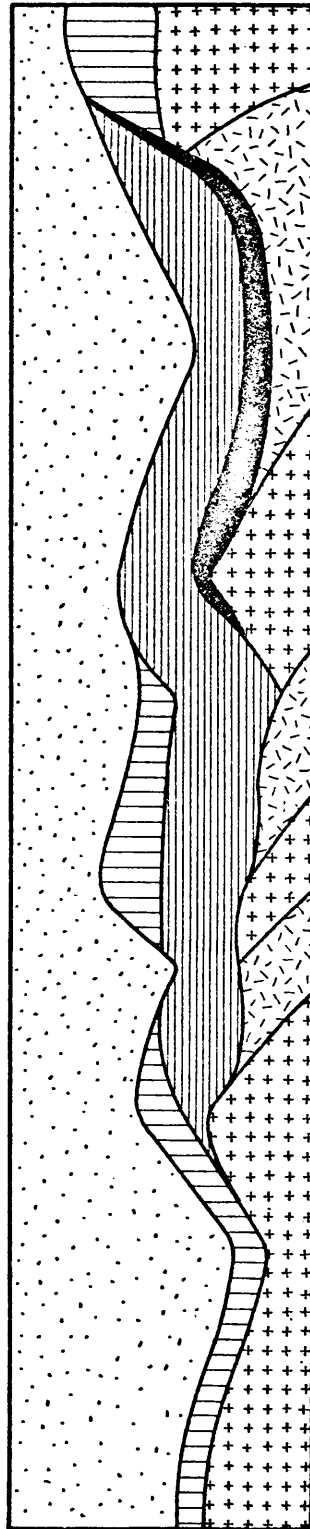
SERIE DE MONTEANA

7 Å • 10 Å

12 Å • 14 Å



A



B

0m 5m 10m 15m



ILITA



CLORITA



MONTMORILLONITA



SEPIOLITA



INTERESTRATIFICADOS



CAOLINITA

Fig. 65

inferiores hacia las superiores. El interestratificado (14_c-14_m) que sólo se encuentra en el tramo superior, es muy irregular y con predominio de las capas tipo montmorillonita.

La sepiolita en todos los casos posee buena cristalinidad y se presenta en cristales de fibra muy larga.

3.1.21. SERIE DE VIÑON. DIFRACCION DE RAYOS-X. -

En la tabla XII se exponen los valores en \AA^0 de las líneas de difracción más características de los minerales que integran las muestras de esta serie, así como los resultados del análisis semicuantitativo.

Muestra V-1. - Mineralógicamente está constituida por ilita en el 96% y caolinita en el 4%.

La ilita presenta una reflexión a $10,0\text{\AA}^0$, ligeramente abierta y dentada hacia la región de menores ángulos, lo que indica se trata de una verdadera ilita.

Muestra V-2. - Mineralógicamente está constituida exclusivamente por ilita, con características de cristalinidad similares a la de la muestra anterior.

Muestra V-4. - Mineralógicamente está constituida por ilita en el 92% y caolinita en el 8%.

La reflexión de la ilita (001) posee mayor simetría que las de las muestras anteriores, pero aún presenta algunas indentaciones en la región de los menores ángulos. Esta línea puede corresponder a una mezcla de ilita y mica.

Muestra V-6. - Su composición mineralógica está integrada por ilita en

TABLA XII

Análisis mineralógico por difracción de rayos-X de las muestras pertenecientes a la serie de Viñón (Cuenca Asturiana).

Muestra	A.O.N.	A.O.E.G.	5500	A.O.A.A.	Mineral	%
V-1	10,0	10,0	9,9	9,9	Ilita	96
	7,1	7,1	—	7,1	Caolinita	4
V-2	10,0	10,0	9,9	9,9	Ilita	100
V-3	Carbonatos CO ₃ Ca					
V-4	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	92
	7,2	7,2	—	7,1	Caolinita	8
V-5	Carbonatos CO ₃ Ca					
V-6	10,0	10,0	9,9	9,9	Ilita	91
	7,0	7,1	—	7,1	Caolinita	9

TABLA XII (Continuación)

V-7	14,2	14,2	13,8	—	Clorita	10
	9,9	10,0	9,9	9,9	Ilita	90
V-8	14,2	14,2	13,9	—	Clorita	7
	10,0	10,0	9,9	10,0	Ilita	93
V-9	14,1	15,7	12,2	—	(14 _c -14 _m)	12
	14,1	17,1	10,0	—	Montmorillonita 2	
	14,1	14,2	13,8	—	Clorita	13
	9,9	10,0	10,0	9,9	Ilita	70
V-10	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	100
V-11	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	100
V-12	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	100

el 91% y caolinita en el 9%.

Ambas presentan, en cuanto a cristalinidad, características similares a las de muestras anteriores.

Muestra V-7. - Mineralógicamente está constituida por illita en el 90% y clorita en el 10%.

La reflexión a $10\overset{\circ}{\text{\AA}}$ corresponde, al igual que en muestras anteriores, a una mezcla de illita y verdadera mica.

La clorita presenta una reflexión (001) ancha y muy dentada, lo que indica una no buena cristalinidad.

Muestra V-8. - Su composición mineralógica está integrada por illita en el 93% y clorita en el 7%. Ambas poseen características similares a las descritas en el párrafo anterior.

Muestra V-9. - Mineralógicamente está integrada por un interestratificado de tipo ($14_c - 14_m$) en el 12%, montmorillonita en el 2%, clorita en el 13% e illita en el 70%.

El interestratificado es bastante irregular y alejado de la relación de interestratificación 1:1. Clorita e illita poseen una cristalinidad similar a la de muestras anteriores.

Muestra V-10. - Constituida mineralógicamente sólo por illita, tratándose en realidad de una mezcla de illita y mica.

Muestra V-11. - Idéntica composición a la de la muestra anterior, aunque en ésta, la cristalinidad de la illita es superior.

Muestra V-12. - Constituida, al igual que las dos muestras anteriores, exclusivamente por illita, aunque efectivamente ha de considerarse como una verdadera mica, dado lo agu-

VIÑON

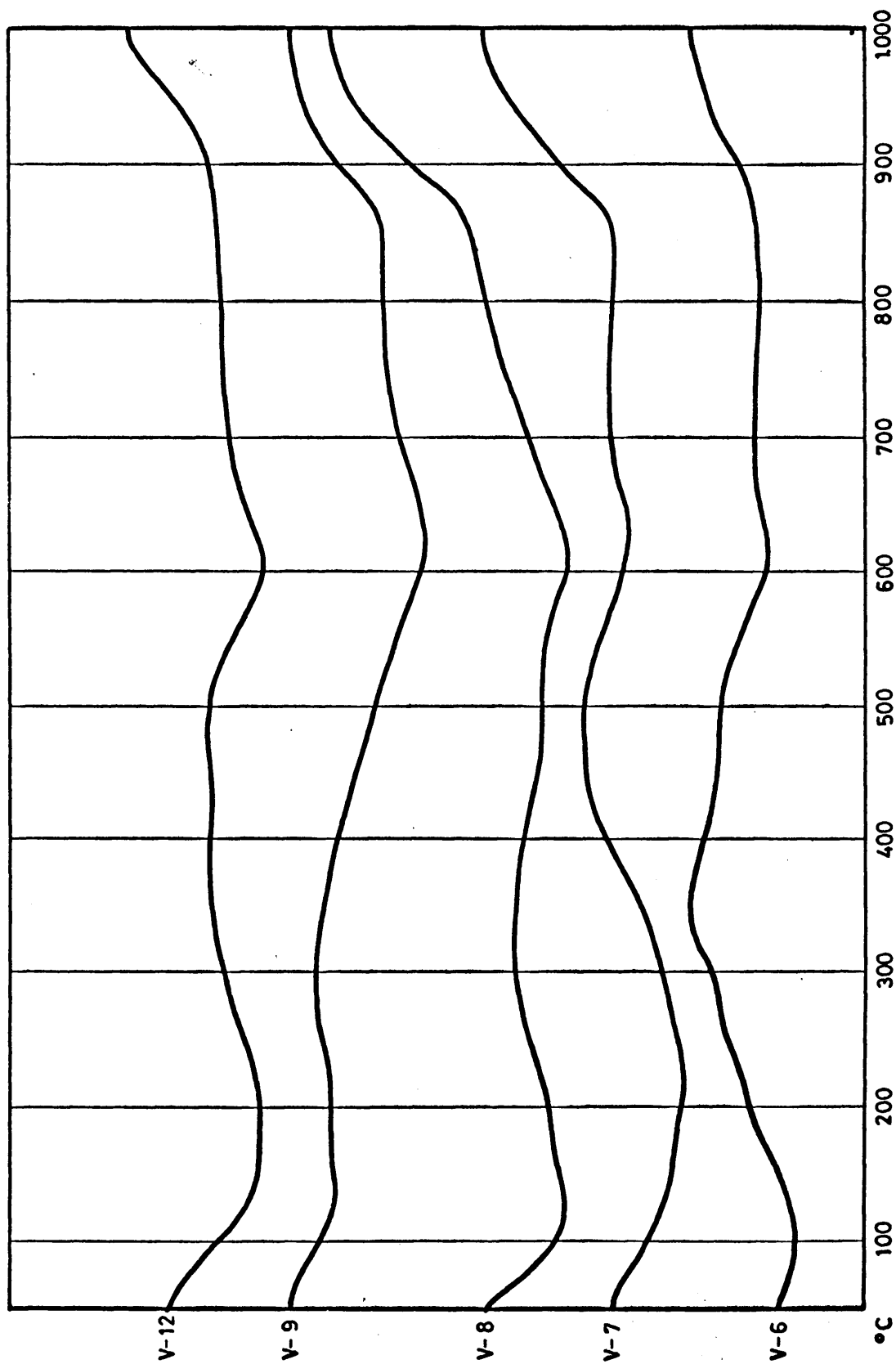


Fig. 66

das y simétricas que son sus reflexiones.

Su diagrama de difracción de Rayos-X se expone en la figura 11.

3.1.22. SERIE DE VIÑON. A. T. D. -

En la figura 66 se exponen los registros obtenidos de las muestras estudiadas por esta técnica. Puede observarse la gran similitud que presentan con las muestras expuestas anteriormente (C-1 y EV-2) y en las que la illita-mica es el mineral mayoritario o el único presente.

3.1.23. SERIE DE VIÑON. MICROSCOPIA ELECTRONICA. -

Se han estudiado las siguientes muestras:

Muestra V-4. - Grandes cristales de mica entre los que existen abundantes cristales de illita. La caolinita se presenta en pequeños cristales pero con excelentes hábitos hexagonales. El hierro goetítico es muy abundante.

Muestra V-12. - Abundancia de grandes cristales de mica entre los que existen algunos cristales de illita. En algunas zonas de la preparación existen escasos cristales de montmorillonita.

3.1.24. SERIE DE VIÑON. CONCLUSIONES. -

En la figura 67-A se expone la variación de los minerales de 7\AA y 10\AA frente a los de 14\AA a lo largo del perfil de la serie. En la figura 67-B se muestra esta variación desglosada en las diferentes especies minerales que integran las muestras.

SERIE DE VIÑON

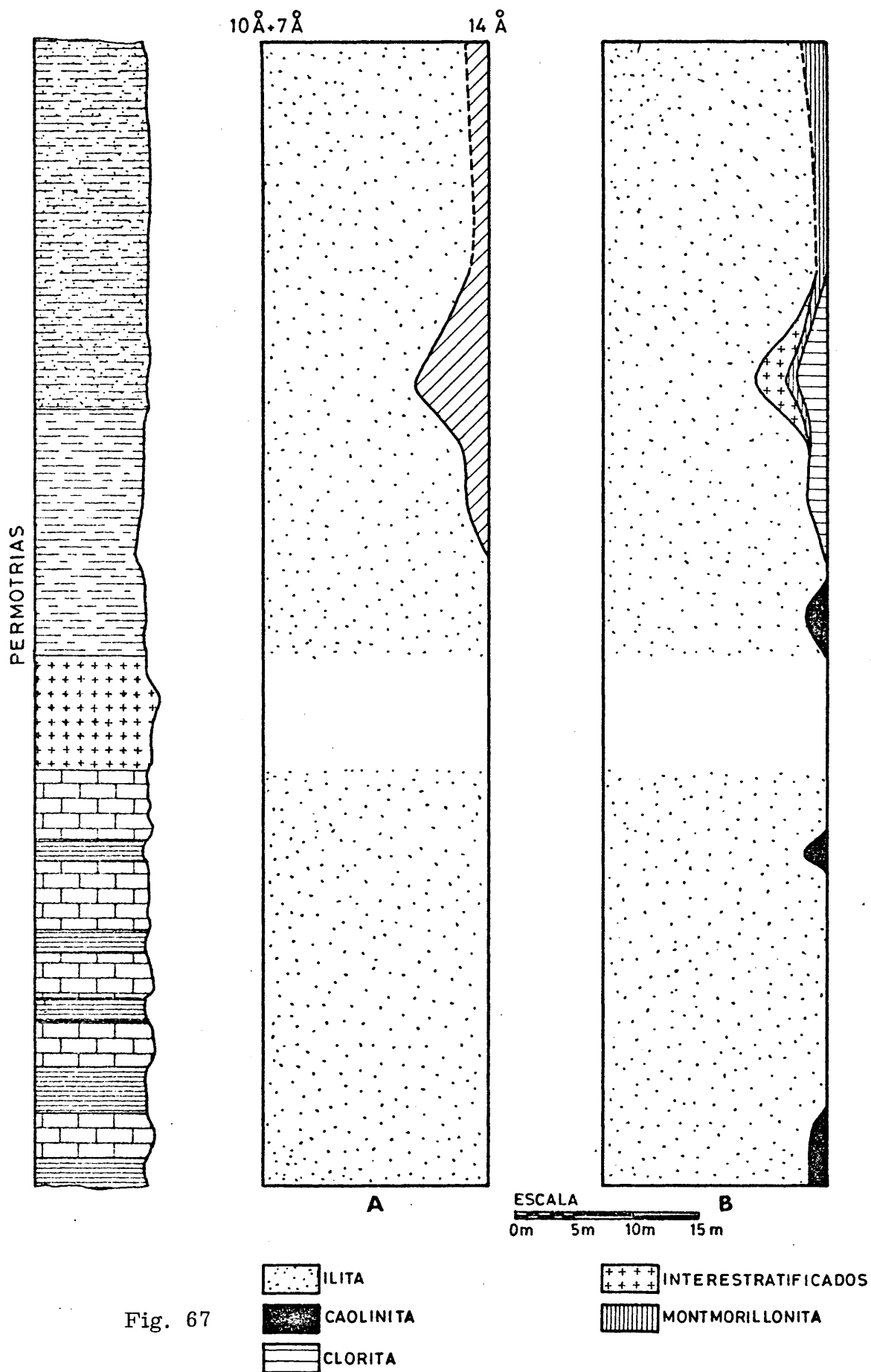


Fig. 67

De ellas se deduce que la serie de Viñon es una serie esencialmente ilítica en la que en sus tramos inferiores pueden aparecer pequeños porcentajes de caolinita. En los tramos medios y superiores acompañan a la illita, clorita, interestratificados irregulares con mayor abundancia de capas de montmorillonita y montmorillonita, pero todos ellos en porcentajes sensiblemente inferiores a los de la illita.

La illita aumenta de cristalinidad desde los términos inferiores a los superiores, en los que se trata de una verdadera mica.

3.2. EL TRIASICO DE LA CORDILLERA IBERICA. RESULTADOS EXPERIMENTALES. -

3.2.1. SERIE DE PUERTO DE HORNA. DIFRACCION DE RAYOS-X. -

Pese a que el presente estudio tiene, como ya se dijo anteriormente, por objeto establecer la mineralogía y la génesis de los minerales arcillosos, en la presente serie hemos estudiado los minerales no arcillosos, con objeto de tratar de establecer su relación con los de la fracción fina.

En la tabla XIII se muestra la composición mineralógica de las muestras totales, excluidos los minerales de la arcilla. En las tablas XIV, XV y XVI se expone la lectura e interpretación de los diagramas de polvo de algunas de las muestras estudiadas, las restantes no se han incluido con objeto de evitar la monotonía de la repetición, de tablas muy similares.

En la tabla XVII se muestran los valores en \AA^0 de las líneas de difracción más características de los minerales arcillosos que integran estas muestras, así como los resultados de la estimación semicuantitativa de los mismos.

TABLA XIII

Muestra	Q	Dol.	Cal.	Yeso	Pirof.	Arag.	Fpto.	Magn.
PH-1	x	xxx						
PH-2	xx	x						
PH-3	x	xx	xx					
PH-4	x	x						
PH-5				x				
PH-6	x	x	x					
PH-7	x		xxx					
PH-8	xx	x			x			
PH-9	x			xxx		x		
PH-10			x		x	x		
PH-12	x				x	x		
PH-13	x			xx				x
PH-14	x		xx					
PH-15				xxx	x			
PH-16	x	x		xxx	x	x		
PH-17 A	x			xxx				
PH-17 B	x			xxx				
PH-17 C	x			xxx				
PH-17 D	x			xxx				

TABLA XIII (Continuación)

PH-17 E	x		x
PH-17 F	x	x	xx
PH-17 G	x	x	xx
PH-17 H		x	xx

x. -Poco abundante; xx. -Abundante; xxx. -Muy abundante.

Muestra PH-1. - Posee como minerales no arcillosos dolomita como dominante y una pequeña proporción de cuarzo. Un ataque con C1H dió como resultado un residuo insoluble menor del 5% en peso, de tal manera que la muestra es una dolomita casi pura.

La fracción arcilla mineralógicamente está integrada por clorita en el 18% e illita en el 82%. La clorita presenta una línea (001) abierta y muy dentada, cuyo espaciado a $14,1\overset{\circ}{\text{\AA}}$ varía sensiblemente con los tratamientos con etilenglicol y calentamiento, lo que nos indica se trata de una clorita lábil o que posee láminas de montmorillonita interestratificadas.

La illita presenta un pico a $10\overset{\circ}{\text{\AA}}$ asimétrico y abierto hacia la región de los menores ángulos. Esta línea se agudiza y adquiere mayor simetría después del calentamiento, se trata pues de una illita abierta.

Muestra PH-2. - Posee como minerales no arcillosos al igual que la anterior, dolomita y cuarzo, aunque en proporciones muy inferiores ya que esta muestra corresponde a un nivel margoso y no calcáreo como la precedente.

La fracción arcilla está integrada por clorita en el 20% e illita en el 80%.

La clorita, al igual que en el caso anterior, posee capas de montmorillonita intercaladas, ya que su línea (001) varía el espaciado frente a los diferentes tratamientos, al mismo tiempo que su simetría varía considerablemente, de tal manera que tras la solvatación con etilenglicol, la línea se abre considerablemente hacia la región de menores ángulos, por el contrario,

tras el calentamiento a 550°C., no sólo desciende su espaciado ($13,2\overset{0}{\text{\AA}}$) sino que su línea se abre hacia la región de mayores ángulos.

La illita presenta una línea (001) aguda y simétrica con ligeras indentaciones en la región de los pequeños ángulos, por lo que se trata de una illita o bien de una mezcla de illita-mica.

Muestra PH-3. -Posee como minerales no arcillosos, dolomita, clorita y algo de cuarzo. La fracción arcilla está constituida por clorita en el 21% e illita en el 79%. Tanto la clorita como la illita poseen características similares a las anteriores. Tal vez la illita sea un poco más cristalina.

Muestra PH-4. -Posee como minerales no arcillosos, dolomita y cuarzo. La fracción fina mineralógicamente está compuesta por clorita en el 14% e illita en el 86%. Tanto la clorita como la illita poseen características similares a las de muestras anteriores.

Muestra PH-5. -El yeso es el único mineral no arcilloso que la integra. La fracción arcilla está constituida por un interestratificado tipo ($14_c - 14_m$) en el 19% e illita en el 81%. El diagrama de difracción de esta muestra se expone en la figura 28 y se discute en el apartado 1.3. por lo que se omite cualquier otro comentario.

La illita posee características similares a las anteriores.

Muestra PH-6. -Posee como minerales no arcillosos, cuarzo, dolomita y calcita, todos ellos en baja proporción.

Su fracción arcilla está constituida por un interestrati-

ficado de tipo ($14_c - 14_m$) en el 33%, illita en el 60% y caolinita en el 7%.

El interestratificado es bastante irregular y con un tanto por ciento de interestratificación diferente al 50%.

La illita es bastante cristalina ya que sus líneas de difracción son bastante agudas y simétricas.

Muestra PH-7. -Posee como minerales no arcillosos, calcita en abundancia y algo de cuarzo. Su fracción arcilla está integrada por un interestratificado tipo ($14_c - 14_m$) en el 31%, clorita en el 14% e illita en el 55%.

El interestratificado es bastante irregular, con un tanto por ciento de interestratificación diferente del 50% y en el que predominan las capas de montmorillonita, como se deduce de los valores de su línea (002) tras los diferentes tratamientos.

La clorita que acompaña al interestratificado, posee interlaminadas capas que hinchán y colapsan, como se deduce de los valores de su línea de difracción.

La illita posee características similares a las descritas anteriormente.

Muestra PH-8. -Posee como minerales no arcillosos, cuarzo y dolomita.

En el diagrama de polvo de la muestra total, cuya lectura e interpretación se muestra en la tabla XIV, pueden observarse las reflexiones correspondientes a la pirofilita, mineral de naturaleza arcillosa pero que no se encuentra en la fracción menor de dos micras. Esta, mineralógicamente está constituida por un interestrati-

TABLA XIV

Diagrama de polvo de la muestra total PH-8. Serie de Puerto de Horna (Cordillera Ibérica).

Nº	d \bar{A} ^o	I	Mica	Cuarzo	Pirof.	Dol.
1	9,90	12	x			
2	9,26	8			x	
3	4,47	16	x		x	
4	4,24	25	x	x		
5	3,68	6	x			x
6	3,45	5	x			
7	3,32	100	x	x	x	
8	3,02	55	x		x	
9	2,87	75	x			x
10	2,58	15	x		x	
11	2,49	8	x			
12	2,45	9		x		
13	2,40	11	x		x	
14	2,27	16	x	x	x	
15	2,18	20	x	x		x
16	2,12	5	x	x		
17	2,09	8	x			
18	2,01	12	x			
19	1,97	5	x	x		
20	1,90	6	x			
21	1,87	10	x		x	
22	1,81	10		x	x	
23	1,80	12		x		
24	1,78	15	x			x

ficado de tipo ($14_c - 14_m$) en el 31% e illita en el 69%.

El interestratificado es irregular y con un porcentaje de interestratificación diferente al 50%, en el que predominan las láminas de clorita sobre las de montmorillonita, como puede deducirse de los valores de su línea (002).

La illita posee idénticas características a las descritas en la muestra anterior.

Muestra PH-9. -Posee como minerales no arcillosos, yeso abundante, cuarzo y aragonito. Su fracción arcilla está constituida por un interestratificado tipo ($14_c - 14_m$) en el 71%, clorita en el 12% e illita en el 17%.

El interestratificado es bastante más regular que el de las muestras anteriores; puede observarse como tras el tratamiento por calentamiento a 550°C. su línea (001) se resuelve en un pico a $23,9\text{\AA}$. Al mismo tiempo su porcentaje de interestratificación se aproxima bastante al 50%.

La clorita posee características similares a las anteriormente descritas, es decir, en su estructura existen interlaminadas, capas de montmorillonita.

La illita goza de buena cristalinidad.

Muestra PH-10. -Posee como minerales no arcillosos, calcita y aragonito. La pirofilita se encuentra también presente en esta muestra, aunque también en la fracción superior a dos micras. Esta última fracción está integrada por un interestratificado de tipo ($14_c - 14_m$) en el 40%, otro de tipo ($10_i - 14_c$) en el 10% clorita en el 12% e illita en el 38%.

TABLA XV

Diagrama de polvo de la muestra total PH-12. Serie de Puerto de Horna (Cordillera Ibérica).

Nº	dÅ	I	Mica	Pirof.	Fel.	Arag.	Cuarzo	Min. 14Å ^o
1	14,01	6						x
2	9,90	12	x					
3	9,14	5		x				
4	7,03	9						x
5	4,97	4	x					
6	4,70	3			x			
7	4,45	6	x	x				
8	4,25	23	x				x	
9	3,84	7	x		x			
10	3,76	5			x			
11	3,45	5			x			
12	3,33	100	x		x	x	x	
13	3,23	11			x	x		
14	3,02	29	x	x	x			
15	2,89	3	x					
16	2,76	2				x		
17	2,53	6	x					
18	2,48	8				x		
19	2,45	8	x	x			x	
20	2,37	3	x					
21	2,27	12					x	
22	2,23	2	x					
23	2,15	3	x					
24	2,12	6					x	
25	2,07	4		x				

El interestratificado ($14_c - 14_m$) es irregular, aunque con un tanto por ciento de interestratificación cercano al 50%, predominando las capas de clorita sobre las de montmorillonita.

El interestratificado ($10_i - 14_c$) parece ser bastante regular, ya que en el calentamiento se resuelve una reflexión a $23,8\overset{\circ}{\text{\AA}}$, reflexión indudablemente, que podría asimilarse a la línea (001) del interestratificado ($14_c - 14_m$), pero creemos que pertenece al de tipo ($10_i - 14_c$) ya que es el doble de su línea (002) a $12,0\overset{\circ}{\text{\AA}}$ y no es el doble de la línea (002) a $12,2\overset{\circ}{\text{\AA}}$ del interestratificado ($14_c - 14_m$).

La clorita y la ilita poseen características similares a las descritas en muestras anteriores.

Muestra PH-12. -Posee como minerales no arcillosos, cuarzo y aragonito.

La pirofilita, al igual que en algunas de las muestras descritas anteriormente, se presenta en la fracción superior a dos micras.

En la tabla XV se muestra la lectura e interpretación del diagrama de polvo correspondiente a la muestra total.

La fracción menor de micras, mineralógicamente está compuesta por un interestratificado de tipo ($14_c - 14_m$) en el 67%, otro interestratificado de tipo ($10_i - 14_c$) en el 7%, clorita en el 6%, caolinita en el 3% e ilita en el 17%.

El interestratificado ($14_c - 14_m$) es irregular y con un porcentaje de interestratificación diferente al 50%. El

TABLA XVI

Diagrama de polvo de la muestra total PH-13. Serie de Puerto de Horna (Cordillera Ibérica).

Nº	d ^o dÅ	I	Mica	Yeso	Mag.	Cuarzo
1	9,80	18	x			
2	7,51	96		x		
3	4,47	35	x			
4	4,24	100	x	x		
5	3,77	26	x	x		
6	3,32	56	x			x
7	3,04	70	x	x		
8	2,85	38	x	x		
9	2,78	18	x	x		
10	2,74	50			x	
11	2,68	27		x		
12	2,55	30	x			
13	2,50	33	x	x	x	
14	2,44	28	x	x		
15	2,40	25		x		
16	2,20	18		x		
17	2,09	36		x	x	
18	2,06	20		x		
19	1,69	24			x	

de tipo ($10_i - 14_c$) es previsible en función de las líneas (de poca intensidad) que aparecen a $11,6\overset{o}{\text{\AA}}$ (A. O. N.) y a $20,0\overset{o}{\text{\AA}}$ (550°C.).

La illita posee características similares a las de muestras anteriores. En el caso de la clorita es difícil determinar su cristalinidad, ya que sus reflexiones se encuentran englobadas o muy cercanas a las del interestratificado ($14_c - 14_m$).

Muestra PH-13. -Los minerales no arcillosos que componen esta muestra son cuarzo, magnesita y yeso, éste último en gran abundancia. La fracción arcilla está compuesta por un interestratificado de tipo ($14_c - 14_m$) en el 72%, clorita en el 13% e illita en el 15%.

El interestratificado ($14_c - 14_m$) es bastante regular y con un porcentaje de interestratificación cercano al 50%. La clorita, al igual que en la muestra anterior, es difícil determinarle su cristalinidad, ya que muchas de sus reflexiones se encuentran englobadas dentro de las del interestratificado.

La illita posee características similares a las de muestras anteriores.

Muestra PH-14. -El cuarzo y la calcita son los minerales no arcillosos que componen esta muestra. Su fracción arcilla está constituida por un interestratificado de tipo ($14_c - 14_m$) en el 79% e illita en el 21%.

Tanto el interestratificado como la illita poseen características similares a las de muestras anteriores.

Muestra PH-15. -El yeso es el mineral no arcilloso que compone la

muestra. La pirofilita se encuentra al igual que en las muestras anteriores que la poseen, en la fracción mayor de dos micras. Esta última fracción está compuesta mineralógicamente por un interestratificado de tipo (14_c-14_m) en el 72%, otro interestratificado de tipo (10_i-14_c) en el 10% e illita en el 18%.

El interestratificado (14_c-14_m) es irregular; el de tipo (10_i-14_c) es bastante regular y con un tanto por ciento de interestratificación cercano al 50%.

Muestra PH-16. -Los minerales no arcillosos que componen esta muestra son, el yeso como dominante y cuarzo, dolomita y aragonito, como accesorios.

La fracción arcilla está compuesta por un interestratificado de tipo (14_c-14_m) en el 68%, montmorillonita en el 6% e illita en el 26%.

La interestratificación es similar a la de muestras anteriores y la illita es parecida a las descritas en muestras precedentes.

Muestra PH-17-A. -Los minerales no arcillosos que integran esta muestra, son el yeso como esencial y el cuarzo como accesorio. La fracción arcilla está compuesta por un interestratificado de tipo (14_c-14_m) en el 76%, clorita en el 9% e illita en el 15%.

Tanto la clorita como el interestratificado y la illita poseen características similares a las descritas en muestras anteriores.

Muestra PH-17-B. -El mineral no arcilloso dominante es el yeso, al que acompaña como accesorio el cuarzo.

La fracción arcilla está constituida por un interestratificado de tipo ($14_c - 14_m$) en el 71%, clorita en el 14% e illita en el 15%.

Todos estos minerales poseen características similares a los anteriores.

Muestra PH-17-C. -Al igual que en la muestra anterior, el yeso y el cuarzo son los únicos minerales no arcillosos que integran esta muestra.

La fracción arcilla mineralógicamente está compuesta por montmorillonita en el 27%, illita en el 63% y caolinita en el 10%.

La montmorillonita posee algunas capas de clorita interlaminadas, ya que tras el tratamiento con etilenglicol su reflexión (001) no hincha a $17,0\overset{\circ}{\text{\AA}}$ y tras el tratamiento por calentamiento la reflexión a $10\overset{\circ}{\text{\AA}}$ está ligeramente abierta y con abundantes indentaciones hacia la región de los pequeños ángulos.

Muestra PH-17-D. -El cuarzo y el yeso son los minerales no arcillosos que componen la muestra. La fracción arcilla mineralógicamente está compuesta por un interestratificado de tipo ($14_c - 14_m$) en el 64%, clorita en el 12%, montmorillonita en el 4% e illita en el 20%.

El interestratificado es irregular, con predominio de las capas de montmorillonita. La clorita posee capas de montmorillonita interlaminadas.

TABLA XVII

Análisis mineralógico por difracción de Rayos-X de las muestras pertenecientes a la serie de Puerto de Horna (Cordillera Ibérica).

Muestra	A.O.N.	A.O.F.G.	550°	A.O.A.A.	Mineral	%
PH-1	14,1	14,6	13,5	—	Clorita	18
	10,0	10,1	10,0	10,0	Ilita	82
PH-2	14,2	14,3	13,2	—	Clorita	20
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	80
PH-3	14,1	14,6	13,2	—	Clorita	21
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	79
PH-4	14,2	14,3	13,3	—	Clorita	14
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	86
PH-5	14,1	15,0	20,0-10,0	—	(14 _v -14 _m)	19
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	81

TABLA XVII (Continuación)

PH-6	14, 3	15, 4	12, 9	—	(14 _c -14 _m)	33
	10, 0	10, 0	10, 0	10, 0	Ilita	60
	7, 0	7, 0	—	7, 0	Caolinita	7
PH-7	14, 5	15, 9	12, 2	—	(14 _c -14 _m)	31
	(14, 1)	14, 3	13, 4	—	Clorita	14
	10, 1	10, 0	10, 1	10, 0	Ilita	55
PH-8	14, 4	15, 4	12, 6	—	(14 _c -14 _m)	31
	10, 1	10, 0	10, 0	10, 0	Ilita	69
PH-9	14, 6	15, 6	23, 9-12, 2	—	(14 _c -14 _m)	71
	(14, 1)	(14, 1)	13, 5	—	Clorita	12
	10, 0	10, 0	10, 0	10, 0	Ilita	17

TABLA XVII (Continuación)

PH-10	14, 2	15, 3	12, 2	—	(14 _c -14 _m)	40
	12, 1	12, 4	23, 8-12, 0	—	(10 _i -14 _c)	10
	14, 2	14, 0	13, 4	—	Clorita	12
	10, 0	10, 0	10, 1	10, 0	Ilita	38
<hr/>						
PH-11	Yeso					
<hr/>						
PH-12	14, 6	15, 4	11, 7	—	(14 _c -14 _m)	67
	11, 6	(13, 5)	20, 0-10, 0	—	(10 _i -14 _m)	7
	(14, 1)	(14, 1)	13, 9	—	Clorita	6
	(7, 1)	(7, 1)	—	7, 1	Caolinita	3
	10, 0	9, 9	10, 0	10, 0	Ilita	17
<hr/>						
PH-13	14, 7	15, 5	21, 0-11, 8	—	(14 _c -14 _m)	72
	(14, 1)	(14, 1)	13, 7	—	Clorita	13
	10, 0	9, 9	10, 1	10, 0	Ilita	15

TABLA XVII (Continuación)

PH-14	14,0	15,5	12,2	—	(14 _c -14 _m)	79
	10,0	10,1	10,0	10,0	Ilita	21
PH-15	14,7	15,7	13,1	—	(14 _c -14 _m)	72
	(11,1)	23,2-(12,1)	12,3	—	(10 _i -14 _c)	10
	10,1	10,1	10,1	10,1	Ilita	18
PH-16	14,9	15,4	12,2	—	(14 _c -14 _m)	68
	14,9	16,8	10,0	—	Montmorillonita	6
	9,9	9,9	10,0	10,0	Ilita	26
PH-17 A	14,5	15,6	12,0	—	(14 _c -14 _m)	76
	(14,1)	(14,1)	14,0	—	Clorita	9
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	15

TABLA XVII (Continuación)

PH-17 B	14,7	15,7	11,9	—	(14 -14 _c -14 _m)	71
	(14,1)	(14,2)	14,1	—	Clorita	14
	10,0	10,0	9,9	9,9	Ilita	15
PH-17 C	14,8	16,8	10,0	—	Montmorillonita	27
	9,9	10,0	10,0	—	Ilita	63
	7,2	7,1	—	7,1	Caolinita	10
PH-17 D	15,0	15,6	11,8	—	(14 -14 _c -14 _m)	64
	14,1	14,1	13,6	—	Clorita	12
	(14-15)	17,0	10,0	—	Montmorillonita	4
	10,1	10,0	10,0	10,0	Ilita	20
PH-17 E	14,5	15,5	12,5	—	(14 -14 _c -14 _m)	70
	(14,1)	14,2	13,6	—	Clorita	15
	10,1	9,9	9,8	—	Ilita	15

TABLA XVII (Continuación)

PH-17 F	14, 5	15, 3	12, 2	—	(14 -14 _m)	73
	(14-15)	17, 0	10, 0	—	Montmorillonita	4
	10, 0	10, 0	10, 0	10, 0	Ilita	20
	(7, 1)	7, 1	—	7, 1	Caolinita	3
PH-17 G	14, 9	15, 6	12, 5	—	(14 -14 _m)	72
	(14-15)	17, 0	10, 0	—	Montmorillonita	5
	10, 0	10, 0	9, 9	10, 0	Ilita	20
	7, 1	7, 1	—	7, 1	Caolinita	3
PH-17 H	14, 7	15, 2	12, 5	—	(14 -14 _m)	62
	(14, 2)	14, 2	13, 6	—	Clorita	21
	10, 0	10, 0	9, 9	—	Ilita	17

Los espaciados entre paréntesis indican que se encuentran englobados dentro de otra línea más intensa cercana a ellos.

Muestra PH-17-E. - Los minerales no arcillosos que componen esta muestra son similares a los de la muestra anterior. La fracción arcilla está constituida por un interestratificado de tipo ($14_c - 14_m$), irregular, en el 70%, clorita, con algunas láminas de montmorillonita interestratificadas, en el 15% e illita en el 15%.

Muestra PH-17-F. - Posee al igual que la muestra anterior, cuarzo y yeso como minerales no arcillosos. La fracción arcilla está constituida por un interestratificado irregular de tipo ($14_c - 14_m$) en el 70%, montmorillonita en el 4%, illita en el 20% y caolinita en el 3%.

Muestra PH-17-G. - Idéntica composición mineralógica a la de la muestra anterior, sólo varían los porcentajes y éstos ligeramente.

Muestra PH-17-H. - Su composición mineralógica está integrada por cuarzo y yeso como minerales no arcillosos, un interestratificado irregular de tipo ($14_c - 14_m$) en el 62%, clorita, con capas que colápsan al calentar, en un 21% e illita en el 17%.

3.2.2. SERIE DE PUERTO DE HORNA. A. T. D. -

En la figura 68 se exponen los registros de A. T. D. de las muestras estudiadas. Se han reunido en dos grupos de acuerdo con las semejanzas entre ellas.

El intervalo entre 50°C. y 500°C. es muy similar en ambos grupos. En él se aprecia un amplio endotérmico, dentro del cual y en algunas muestras, se resuelve un pico a 125°C. (PH-3, PH-17F, PH-17-G y PH-17-H), mientras que en las restantes el pico es suave y

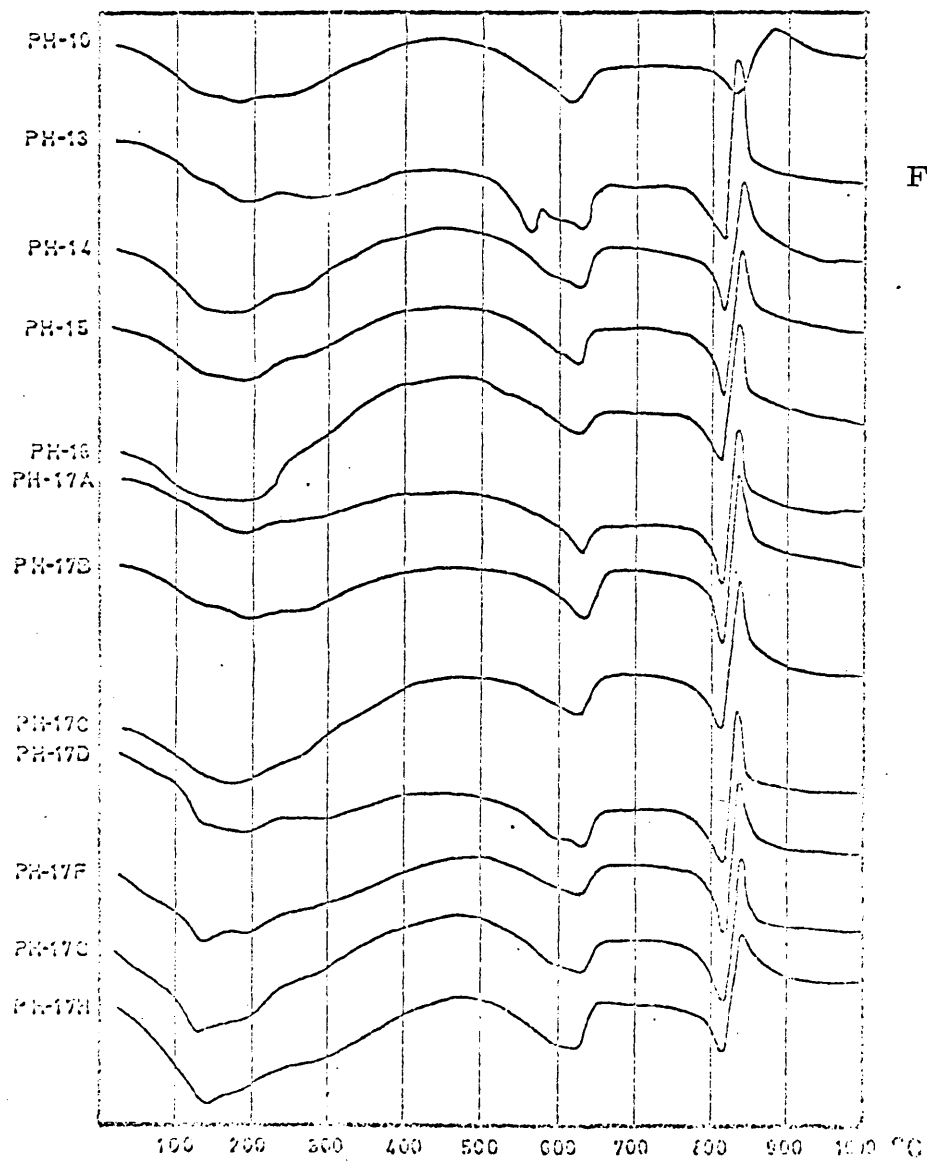
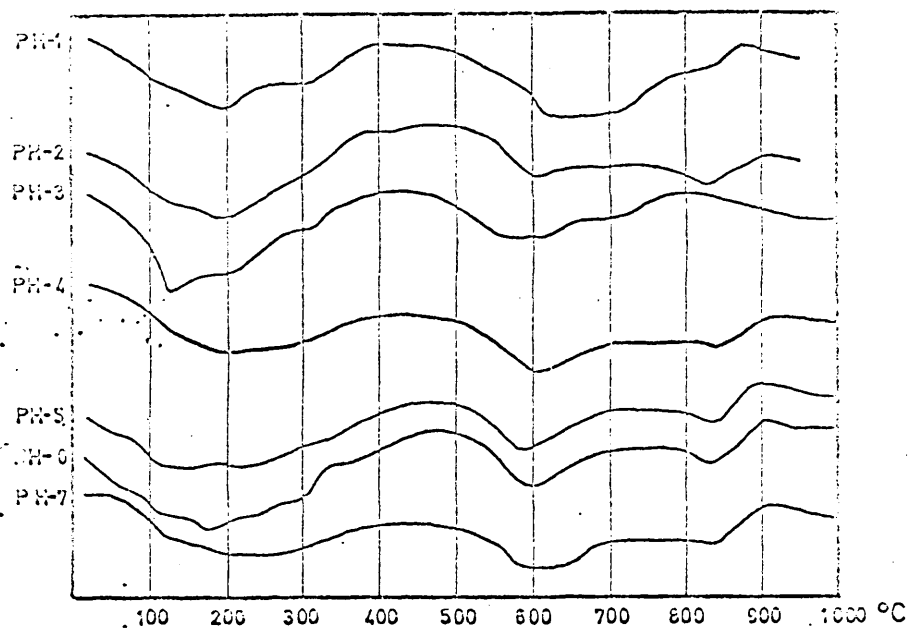


Fig. 68

redondeado en torno a los 200°C.

El intervalo entre 500°C y 700°C. marca una clara diferencia entre ambos grupos. El primero de ellos muestra un amplio endotérmico poco agudo y con intensidad máxima a 600°C.

El segundo grupo de curvas se caracteriza por presentar un endotérmico bien definido con intensidad máxima a 630°C., asimétrico y abierto hacia la zona de menores temperaturas. La muestra PH-13 presenta un pequeño endotérmico a 560°C. que ha de ser atribuido a la presencia de magnesita.

Ambos grupos de curvas poseen también grandes diferencias en el intervalo de temperaturas comprendidas entre 700°C y 1.000°C. En el primer grupo se advierte un fenómeno endotérmico-exotérmico en forma de escalón, muy similar al descrito anteriormente para muestras pertenecientes a otras series estratigráficas con altos contenidos en ilita. El efecto endotérmico se produce en torno a los 840°C. y el exotérmico alrededor de los 900°C.

El segundo grupo presenta también efectos endo-exo, pero ambos muy bien definidos a temperaturas más bajas, dentro de este rango de temperaturas. El efecto endotérmico aparece a 810°C. y el exotérmico a 835°C.

Indudablemente el primer efecto endotérmico, que se produce en torno a los 200°C. es debido en ambos grupos a la presencia de ilita y clorita. La ilita produce el efecto que se insinúa en torno a los 125°C. y la clorita el que aparece a 200°C. y engloba al anterior. La amplitud del fenómeno endotérmico posiblemente no sólo se deba a que coincidan minerales con efectos cercanos, sino a la presencia de geles de hierro y aluminio.

El fenómeno endotérmico del intervalo comprendido entre 500°C. y 700°C. es originado por la presencia de ilita y clorita,

acentuándose en el segundo grupo de curvas por la existencia de interestratificados y de montmorillonita.

El efecto final endo-exo es más marcado a medida que aumentan los minerales de tipo interestratificado y la montmorillonita.

3.2.3. SERIE DE PUERTO DE HORNA. T.G. -

Se han estudiado por este método las muestras PH-3, PH-5, PH-10, PH-15 y PH-17-A. Los diagramas de pérdida de peso se exponen en la figura 69. En ordenadas figuran las pérdidas de peso en tanto por ciento y en abcisas las temperaturas.

Como puede observarse en la figura citada anteriormente, las cinco curvas son muy similares en el intervalo comprendido entre 50°C. y 450°C. El escalón que presentan hasta los 200°C. corresponde a la pérdida del agua de hidratación, con valores entre el 3% y el 5%. A partir de los 200°C. la pérdida es mucho más lenta salvo en la muestra PH-3.

En torno a los 450°C. se inicia un nuevo escalón que se atenúa alrededor de 650°C. El valor de la pérdida aumenta progresivamente desde el 4,5% al 6,5%.

A partir de 650°C. las divergencias en el desarrollo de los diagramas son progresivamente mayores. En PH-3 y PH-5 la deshidratación continúa suavemente. En PH-10 la amplitud del fenómeno aumenta y en PH-15 y PH-17-A hay una pérdida brusca mayor del 1% entre 780°C. y 820°C. y a partir de éste punto el fenómeno finaliza suavemente.

El desarrollo de estos procesos concuerda con la composición mineralógica de las muestras. Los minerales mayoritarios son illita, clorita, montmorillonita y el interestratificado de tipo (14_c -

TERMOGRAMAS

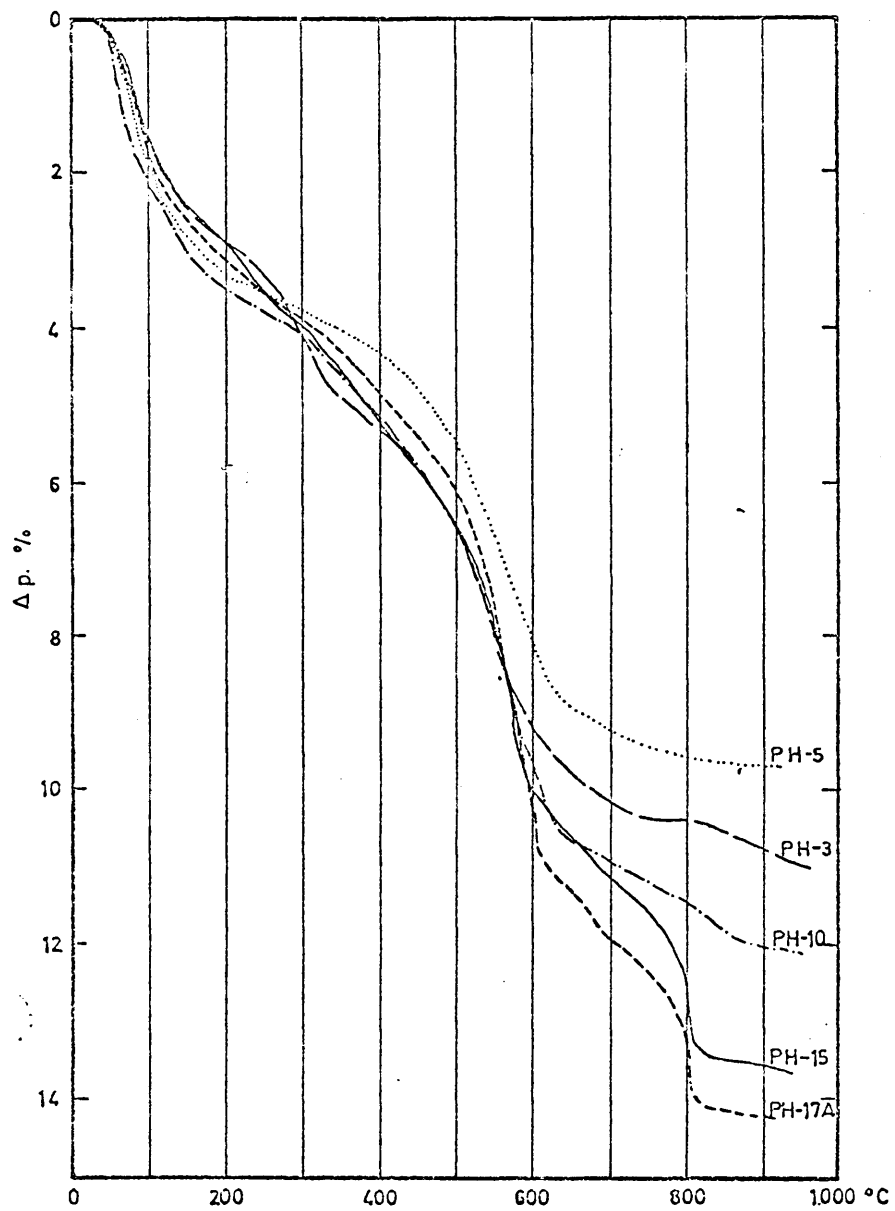


Fig. 69

14_m), y los minoritarios los interestratificados (10_i-14_c) y (14_v-14_m). En todos ellos se produce una pérdida gradual de agua de hidratación que se traduce en el primer escalón.

La pérdida brusca, entre 500°C . y 600°C . aproximadamente, corresponde a la pérdida de los hidroxilos de la capa octaédrica de la illita, los de la capa brucítica de la clorita y a la salida del agua interlaminar de la montmorillonita. La suave inflexión que presenta la muestra PH-3 a 300°C . puede corresponder a la illita, muy abundante en la muestra y caracterizada por la irregularidad de sus procesos de deshidratación.

El tercer tramo de las curvas es muy representativo de su composición mineralógica. Como se puede observar en la tabla XVII la proporción de illita decrece desde la muestra PH-5 a PH-17-A, aumentando progresivamente la de minerales a 14\AA y dentro de ellos el porcentaje de minerales con mayor pérdida de peso (montmorillonita y (14_c-14_m)) lo que se traduce, no sólo en que las muestras que poseen estos minerales en abundancia presenten un escalón más acusado que las que no lo poseen (PH-3 y PH-5), sino que las pérdidas totales de peso aumentan progresivamente desde PH-10 a PH-17-A.

3.2.4. SERIE DE PUERTO DE HORNA. MICROSCOPIA ELECTRONICA.-

Se han estudiado por medio de esta técnica las siguientes muestras:

Muestra PH-3. -Posee gran abundancia de óxidos de hierro, mica en grandes cristales y algunos cristales de illita. La clorita se presenta en cristales alotriomorfos. Posee algunos cristales de caolinita.

En la figura 63 se muestra el aspecto de los cristales

de mica e illita.

Muestra PH-17-D. - Aparecen abundantes masas de cristales pequeños muy aglomerados que pueden asimilarse al interestratificado. Cristales de montmorillonita no abundantes pero con su morfología característica.

Muestra PH-17-G. - El interestratificado se presenta, al igual que en la muestra anterior, en una masa aglomerada de pequeños cristales. La mica se presenta en grandes cristales acompañada de algunos cristalitos de illita. La montmorillonita se presenta en poca cantidad, pero con su típico aspecto, con bordes doblados. La caolinita es muy poco frecuente y siempre en cristales muy pequeños.

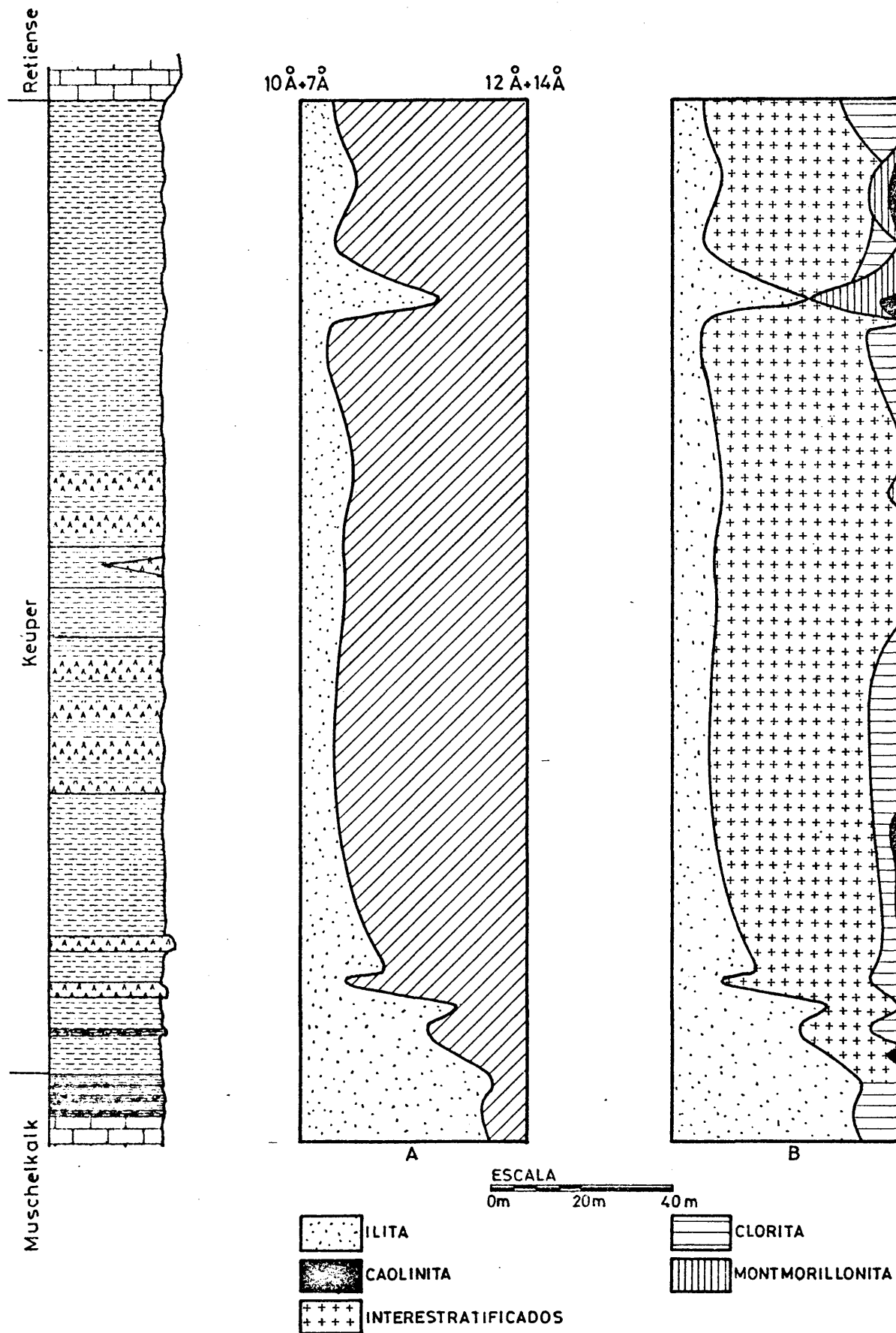
3.2.5. SERIE DE PUERTO DE HORNA. CONCLUSIONES. -

En la figura 70-A se expone la variación de los minerales de $7\overset{\circ}{\text{\AA}}$ y $10\overset{\circ}{\text{\AA}}$ (caolinita e illita) frente a los de $12\overset{\circ}{\text{\AA}}$ y $14\overset{\circ}{\text{\AA}}$ (interestratificados, clorita y montmorillonita). En la figura 70-B se muestra esta variación desglosada en las diferentes especies minerales que componen las muestras estudiadas.

De los resultados expuestos anteriormente, así como de las figuras citadas, se deduce que el cuarzo es un mineral poco abundante en la serie, pero presente en casi todas las muestras. La dolomita se encuentra fundamentalmente en la zona inferior de la serie, en el Muschelkalk y el Keuper inferior. La calcita se encuentra fundamentalmente en las zonas media e inferior de la serie, volviendo a aparecer en las tres muestras más superiores, pero siempre en poca cantidad, excepto en la muestra PH-7 que corresponde a un nivel de calizas margosas. El

SERIE DE PUERTO DE HORNA

Fig. 70



yeso se encuentra en toda la serie salvo en el tramo más inferior, aumentando sensiblemente su porcentaje a medida que se asciende en la serie, llegando en algunas zonas a constituir niveles masivos. En las cuatro muestras superiores decrece ligeramente su porcentaje.

La pirofilita y el aragonito se encuentran limitados a la zona central de la serie y ambos nunca llegan a alcanzar proporciones considerables.

En cuanto a los minerales arcillosos, se observa que la illita es el mineral mayoritario sólo en los tramos inferiores, pertenecientes al Muschelkalk y al Keuper inferior, cediendo rápidamente su preponderancia a los edificios a $12\overset{\circ}{\text{Å}}$ y $14\overset{\circ}{\text{Å}}$. No obstante ha de indicarse que en el tramo superior de la serie, en el nivel correspondiente a la muestra PH-17-C, la illita aumenta considerablemente superando el 60%, este aumento brusco de la illita coincide con un máximo de la montmorillonita y de la caolinita, ésta última se presenta esporádicamente en la serie y siempre en poca proporción, generalmente la presencia de caolinita va asociada a ligeros aumentos de illita, hecho que ocurre también para la montmorillonita.

La clorita es un mineral no muy abundante pero bastante frecuente en toda la serie, faltando en muy pocas zonas.

Los interestratificados son los minerales más abundantes en la serie, excluyendo los niveles inferiores. Su porcentaje se mantiene bastante constante a lo largo de todo el perfil, oscilando en torno al 70%.

Por último hemos de reseñar algunos hechos que consideramos importantes y que justificaremos en el Capítulo IV ("Discusión y conclusiones"). El primero de ellos consiste en que la illita ha de considerarse como una verdadera mica, o a lo sumo la fracción denominada illita es una mezcla de cristales de illita y mica, encontrándose los de

ilita en muy poca proporción. Las cloritas no poseen buena cristalinidad, es decir, no han de considerarse cloritas en sentido estricto, sino cristales de clorita con capas de montmorillonita interlaminadas.

El interestratificado ($14_c - 14_m$) es generalmente irregular con predominio de las capas de clorita en las zonas inferiores, con igualdad en el porcentaje de interestratificación en la zona media y con predominio de las capas de montmorillonita en las superiores. Esto último determina algunas veces que sea muy difícil asimilar un edificio cristalino a una de las dos especies, planteándose el problema de si se trata de una montmorillonita con capas de clorita interlaminadas o bien de un interestratificado en el que superabundan las capas de montmorillonita. Problema idéntico se plantea con la clorita. Es muy difícil determinar en donde se encuentra el límite entre una clorita "lábil" y un interestratificado ($14_c - 14_m$) en el que las capas de montmorillonita sean poco abundantes.

Estos hechos quedan expuestos claramente en la figura 70-B, en la que se puede ver como en el tramo superior de la serie, las zonas que representan las abundancias de cada una de las especies presentes, y que están limitadas por una línea de trazo continuo se cortan unas a otras, debido a que nosotros hemos querido marcar unos límites que la naturaleza no ha impuesto. Sería mucho más real que dichos límites y, aún mejor, toda la zona superior, fuese difusa, y en ella se encontrasen estos términos no bien definidos y difíciles de asimilar a una especie mineral en sentido estricto.

No obstante, un hecho patente es, que a medida que se asciende en la serie aumentan los minerales con láminas hinchables (predominio de capas de montmorillonita en los interestratificados, montmorillonita).

3.3. EL TRIASICO DE LA ZONA PREBETICA. RESULTADOS EXPERIMENTALES. -

3.3.1. SERIE DE CERRO MORTERO. DIFRACCION DE RAYOS-X. -

En la tabla XVIII se exponen los valores en \AA de las líneas de difracción más características de los minerales que integran las muestras estudiadas, así como los resultados del análisis semicuantitativo.

Muestra CM-1. - Su composición mineralógica está constituida por clorita en el 5% e illita en el 95%.

La clorita presenta una línea de difracción a $14,0\text{\AA}$ de poca intensidad, muy asimétrica y en la que las indentaciones son numerosas, se trata indudablemente de una clorita de baja cristalinidad en la que es difícil, dada la poca intensidad de su reflexión (001), determinar si posee láminas de esmectita interestratificadas.

La illita posee una línea (001) aguda y bastante simétrica, con ligeras indentaciones hacia la región de los pequeños ángulos, hemos de considerarla por tanto como una illita no abierta.

Muestra CM-2. - Su composición mineralógica está integrada por clorita en el 4%, illita en el 94% y caolinita en el 2%.

Clorita e illita poseen características similares a las de la muestra anterior. Aunque en este caso es posible preveer, a partir de los valores de la línea (001) de la clorita, la existencia de capas lábiles interlamina-
nadas en ella.

TABLA XVIII

Análisis mineralógico por difracción de Rayos-X, de las muestras pertenecientes a la serie de Cerro Mortero (Zona Prebética).

Muestra	A.O.N.	A.O.E.G.	550°	A.O.A.A.	Mineral	%
CM-1	14,0	14,0	14,0	—	Clorita	5
	10,0	10,0	9,9	10,0	Ilita	95
CM-2	14,2	14,5	13,5	—	Clorita	4
	10,0	9,9	9,9	9,9	Ilita	94
	7,1	7,1	—	7,1	Caolinita	2
CM-3	13,8	14,7	13,5	—	Clorita	7
	10,0	9,9	9,9	9,9	Ilita	93
CM-4	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	96
	7,1	7,1	—	7,1	Caolinita	4

TABLA XVIII (Continuación).

CM-5	14,8	16,6	10,0	—	Montmorillonita	3
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	97
CM-6	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	96
	7,1	7,1	7,1	7,1	Caolinita	4
CM-7	14,8	17,1	10,0	—	Montmorillonita	8
	10,0	10,0	9,9	9,9	Ilita	86
	7,0	7,1	—	7,1	Caolinita	6
CM-8	14,8	17,0	10,0	—	Montmorillonita	14
	10,0	9,9	9,9	9,9	Ilita	79
	7,0	7,1	—	7,1	Caolinita	7
CM-9	14,2	14,5	13,3	—	Clorita	13
	15,0	16,8	10,0	—	Montmorillonita	3
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	84

TABLA XVIII (Continuación).

CM-10	14,2	14,7	13,7	—	Clorita	20
	14,7	16,6	10,0	—	Montmorillonita	8
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	72
CM-11	14,8	16,6	13,3	—	(14 _c -14 _m)	24
	9,9	10,0	9,9	9,9	Ilita	72
	7,1	7,1	—	7,0	Caolinita	4
CM-12	14,2	17,0	10,0	—	Montmorillonita	5
	10,0	9,9	9,9	9,9	Ilita	89
	7,1	7,0	—	7,0	Caolinita	6
CM-13	14,2	15,4	12,0	—	(14 _c -14 _m)	54
	22,9-11,9	12,1	24,1-12,0	—	(10 _i -14 _c)	19
	(14,2)	(14,2)	13,7	—	Clorita	11
	9,9	10,0	9,9	9,9	Ilita	12
	7,1	7,1	—	7,1	Caolinita	4

Muestra CM-3. - Posee como minerales arcillosos, clorita en el 7% e illita en el 93%.

Tanto illita como clorita presentan características semejantes a las de la muestra anterior.

Muestra CM-4. - Su composición mineralógica está integrada por caolinita en el 4% e illita en el 96%.

La illita posee características similares a las de muestras anteriores.

Muestra CM-5. - Su composición mineralógica está integrada por illita en el 97% y montmorillonita en el 3%.

La illita posee características muy similares a las de las muestras anteriores, es decir, se trata de illita no abierta o incluso de una verdadera mica.

La montmorillonita se encuentra en muy poca cantidad y presenta una reflexión (001) ancha, poco aguda y con numerosas indentaciones. Es posible suponer que debe poseer algunas capas no hinchables interlamina-
minadas, ya que su espaciado tras el tratamiento con etilenglicol no alcanza el valor de $17,0\overset{\circ}{\text{Å}}$.

Muestra CM-6. - Mineralógicamente está constituida por illita en el 96% y caolinita en el 4%.

La illita, al igual que en muestras anteriores, posee una buena cristalinidad, tratándose más de una mica que de una verdadera illita.

Muestra CM-7. - Su composición mineralógica está integrada por montmorillonita en el 8%, illita en el 86% y caolinita en el 6%.

Todos estos minerales poseen características simi-

lares a las descritas para los minerales de muestras anteriores.

Muestra CM-8. - Posee igual composición mineralógica que la muestra anterior, variando solamente los porcentajes de abundancia y éstos ligeramente.

Muestra CM-9. - Similar a las dos muestras anteriores. La clorita posee interlaminadas capas inestables al etilenglicol y al calentamiento.

Muestra CM-10. - Su composición mineralógica está constituida por clorita en el 20%, montmorillonita en el 8% e illita en el 72%.

La illita posee menor cristalinidad que la de muestras anteriores, su reflexión (001) es ligeramente asimétrica, abierta hacia la región de menores ángulos y con frecuentes indentaciones.

La clorita, al igual que la de muestras anteriores, posee capas inestables frente a los tratamientos con etilenglicol y calentamiento.

Muestra CM-11. - Mineralógicamente está constituida por un interestratificado irregular de tipo ($14_c - 14_m$) en el 24%. En él predominan las capas de montmorillonita sobre las de clorita, como puede deducirse de los valores de su línea (002).

La illita, que se encuentra en el 72%, presenta menor cristalinidad que en muestras anteriores, su línea (001) es asimétrica y abierta hacia la región de los menores ángulos, adquiriendo mayor simetría y agudizándose

tras el calentamiento. Se trata pues de una verdadera ilita.

Muestra CM-12. - Su composición mineralógica está integrada por montmorillonita en el 5%, ilita en el 89% y caolinita en el 6%.

Todos estos minerales poseen características muy similares a las descritas en las dos muestras anteriores.

Muestra CM-13. - Mineralógicamente está constituida por un interestratificado de tipo ($14_c - 14_m$) en el 54%, clorita en el 11%, ilita en el 12%, caolinita en el 4% y un interestratificado de tipo ($10_i - 14_c$) en el 19%.

El interestratificado ($14_c - 14_m$) es irregular pero con un porcentaje de interestratificación cercano al 50%, como puede deducirse de los valores de su línea (002).

La ilita posee baja cristalinidad, al igual que la de muestras anteriores. El interestratificado ($10_i - 14_c$) es bastante regular y con un porcentaje de interestratificación cercano al 50%.

La clorita es posiblemente lábil, ya que su reflexión (001) desciende a $13,7\overset{o}{\text{\AA}}$ tras el tratamiento por calentamiento.

3.3.2. SERIE DE CERRO MORTERO. A. T. D. -

Se han estudiado por esta técnica las muestras CM-1, CM-8 y CM-13. En la figura 71 se muestran los registros obtenidos.

La muestra CM-1, con composición fundamentalmente ilítica, presenta una curva muy similar a la descrita en apartados anteriores, para aquellas muestras que poseían elevados porcentajes de ilita.

CERRO MORTERO

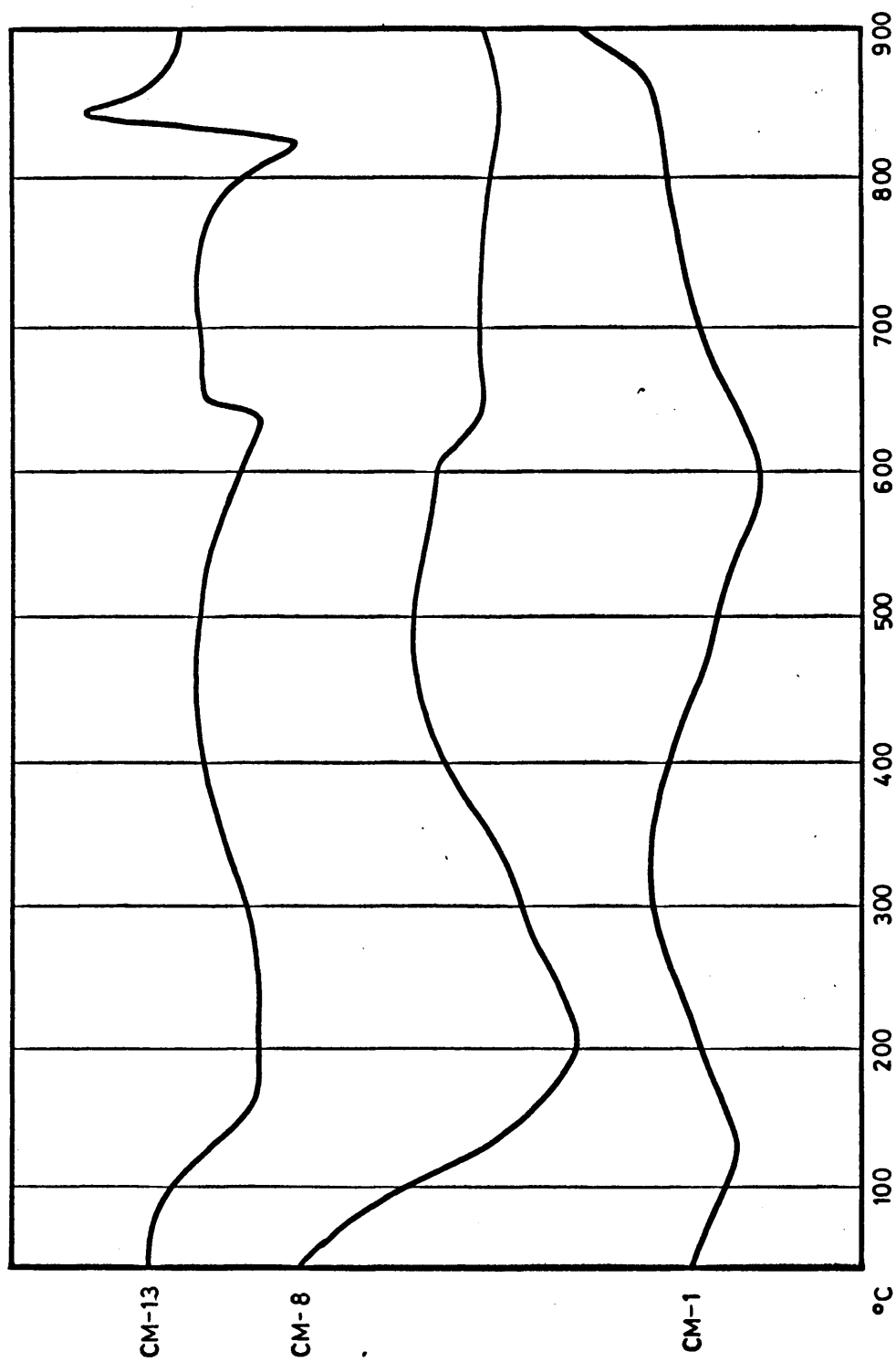


Fig. 71

La muestra CM-8 presenta una curva bastante irregular y de difícil interpretación, indudablemente la presencia de cantidades apreciables de montmorillonita (14%) ha determinado, quizás, que el primer endotérmico se desplace a 200°C y que la curva adopte esa forma tan irregular. La presencia de geles de hierro y aluminio puede determinar que el primer endotérmico adquiriera esa forma tan ancha.

El registro perteneciente a la muestra CM-13 es bastante similar a los expuestos en apartados anteriores y que pertenecían a muestras con elevados porcentajes en interestratificados de tipo (14_c 14_m), clorita y montmorillonita, por lo que omitimos su comentario.

3.3.3. SERIE DE CERRO MORTERO. MICROSCOPIA ELECTRONICA.-

Se han estudiado por ésta técnica las muestras siguientes:

Muestra CM-7. - Presenta grandes cristales de mica entre los que aparecen algunos cristallitos de illita. La montmorillonita es poco abundante así como la caolinita. Esta última se presenta en pequeños cristales pero con muy buena morfología exagonal. En la figura 73 aparece un pequeño cristal de caolinita junto a un gran cristal de mica.

Muestra CM-11. - Las micas se encuentran muy degradadas, parecen más verdaderas illitas que micas. Los cristales de clorita y de montmorillonita poseen tamaños inferiores a los de la muestra CM-7.

3.3.4. SERIE DE CERRO MORTERO. CONCLUSIONES. -

En la figura 74-A se expone la variación de los mine-

10155



Fig. 72

x 20.520



Fig. 73

x 51.300

SERIE DE CERRO MORTERO

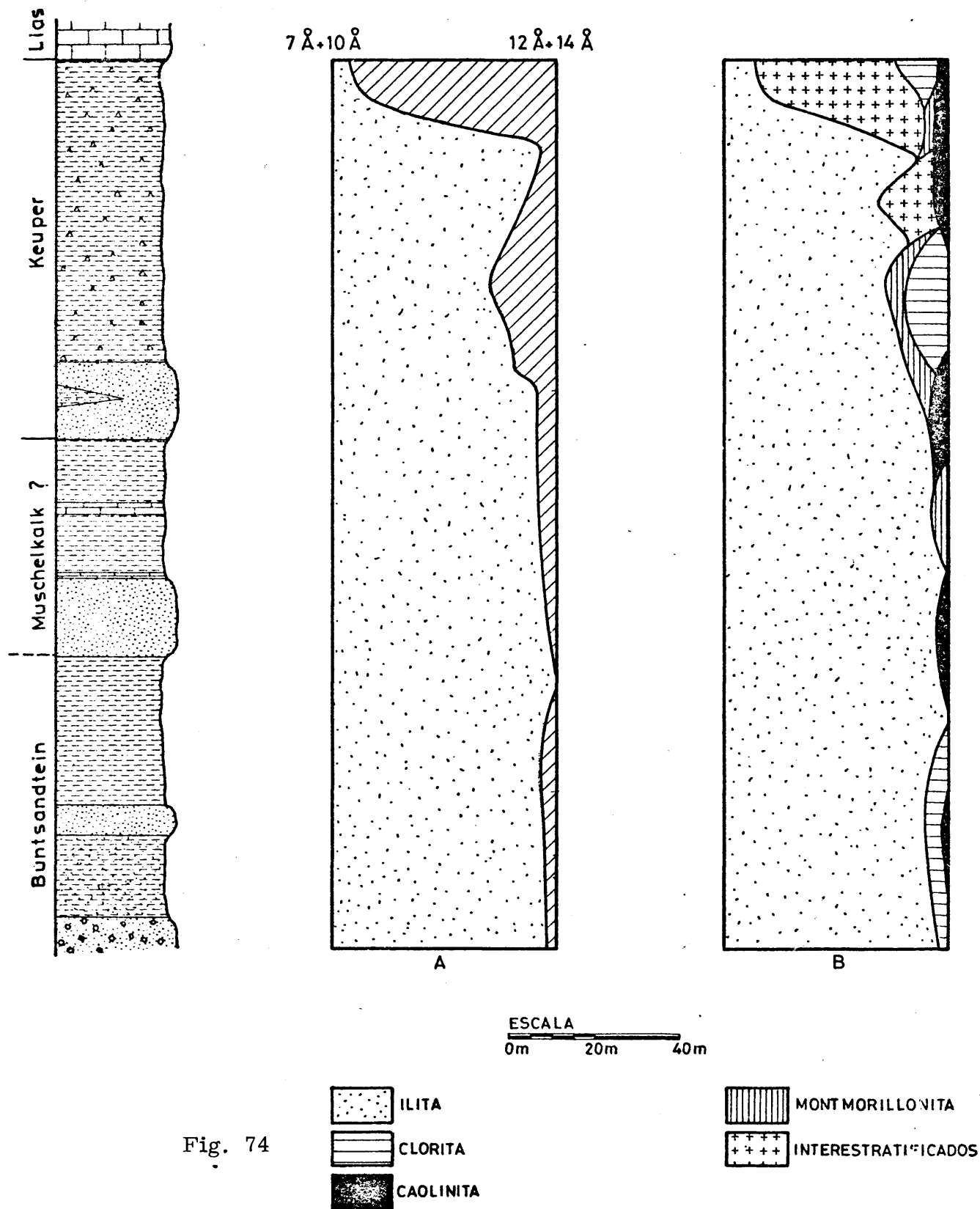


Fig. 74

rales de la arcilla a $7\overset{\circ}{\text{\AA}}$ y $10\overset{\circ}{\text{\AA}}$ (caolinita e illita) frente a los de $12\overset{\circ}{\text{\AA}}$ y $14\overset{\circ}{\text{\AA}}$ (interestratificados, clorita y montmorillonita) a lo largo del perfil. En la figura 74-B se muestra esta variación desglosada en las diferentes especies minerales que componen las muestras estudiadas.

De las figuras citadas, así como de los resultados obtenidos por difracción de Rayos-X, A. T. D. y microscopía electrónica, se deduce que en la presente serie el mineral mayoritario es la illita, que sólo en el tramo superior del Keuper cede su preponderancia en favor de los minerales interestratificados.

La caolinita se presenta en toda la serie en poca cantidad y generalmente coincidiendo con los tramos más detríticos.

La montmorillonita, los interestratificados y la clorita aumentan su porcentaje en los términos superiores de la serie.

La illita aumenta su cristalinidad a medida que se desciende en la serie estratigráfica, en los términos superiores se encuentran illitas abiertas, degradadas, y en los inferiores encontramos verdaderas micas.

En esta serie, al igual que en otras comentadas anteriormente (p. ej. serie de Puerto de Horna), los minerales con capas hinchables aumentan sus porcentajes hacia los términos superiores.

3.3.5. SERIE DE CHICLANA DE SEGURA. DIFRACCION DE RAYOS-X.-

En la tabla IXX se exponen los valores en $\overset{\circ}{\text{\AA}}$ de las líneas de difracción más características de los minerales que integran las muestras de esta serie. Como puede observarse en ella, se trata de una serie bastante monótona, en la que el mineral dominante es siempre la illita. La caolinita aparece esporádicamente y en baja proporción (12% y 8%). La montmorillonita sólo está presente en el tramo superior y al

TABLA XIX

Análisis mineralógico por difracción de Rayos-X, de las muestras pertenecientes a la serie de Chiclaña de Segura (Zona Prebética).

Muestra	A.O.N.	A.O.E.G.	550°	A.O.A.A.	Mineral	%
CS-1	10,0	10,0	9,9	9,9	Ilita	100
CS-2	10,0	10,0	9,9	9,9	Ilita	100
CS-3	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	100
CS-4	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	88
	7,2	7,2	—	7,1	Caolinita	12
CS-5	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	100
CS-6	14,8	17,0	10,0	—	Montmorillonita	7
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	85
	7,1	7,1	—	7,1	Caolinita	8

CHICLANA DE SEGURA

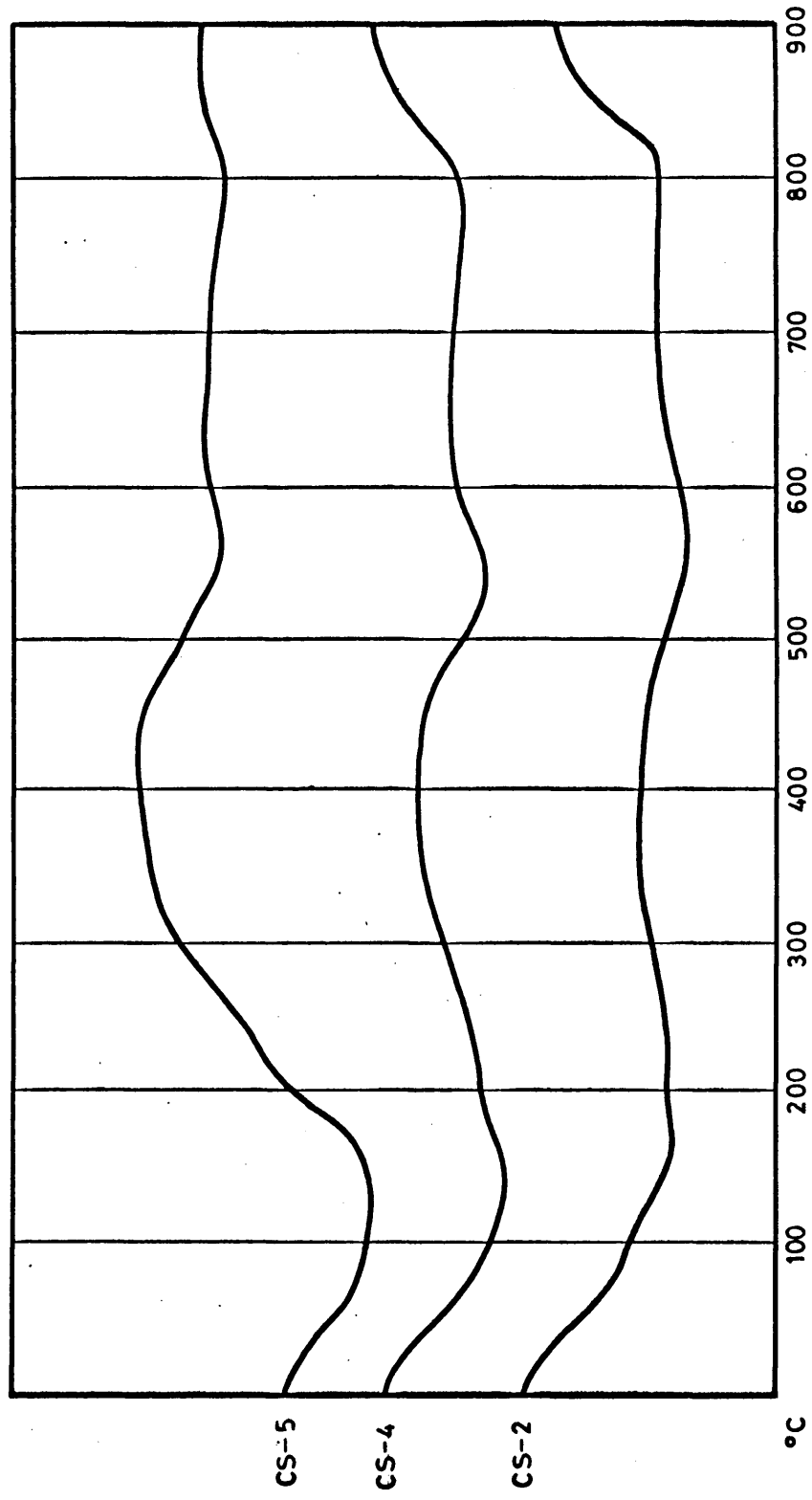


Fig. 75

igual que la caolinita, siempre en bajo porcentaje.

La ilita aumenta en cristalinidad a medida que se desciende en la serie, de tal manera que en los términos superiores la ilita es claramente abierta con líneas de difracción (001) asimétricas, muy dentadas y abiertas hacia la región de los pequeños ángulos, que tras el tratamiento por calentamiento se agudizan y adquieren mayor simetría. Por el contrario en los términos inferiores presentan líneas (001) agudas, bastante simétricas y con muy pocas indentaciones.

3.3.6. SERIE DE CHICLANA DE SEGURA. A. T. D. -

En la figura 75 se exponen los registros de las muestras estudiadas. Puede observarse en ellas la gran similitud que presentan las tres curvas entre sí, dada la similar composición mineralógica que poseen.

La curva CS-4, presenta el endotérmico de 550°C. más acusado que las otras dos, debido posiblemente a la existencia de caolinita.

3.3.7. SERIE DE CHICLANA DE SEGURA. MICROSCOPIA ELECTRONICA.-

El estudio de microscopía electrónica de las muestras pertenecientes a esta serie, ha mostrado que efectivamente están constituidas fundamentalmente por ilita-mica en los términos inferiores. En las muestras superiores (CS-5 y CS-6) los cristales de ilita son mucho más abundantes que los cristales de micas y aparecen algunos cristales de montmorillonita y caolinita pero éstos en muy poca cantidad.

SERIE DE CHICLANA SEGURA

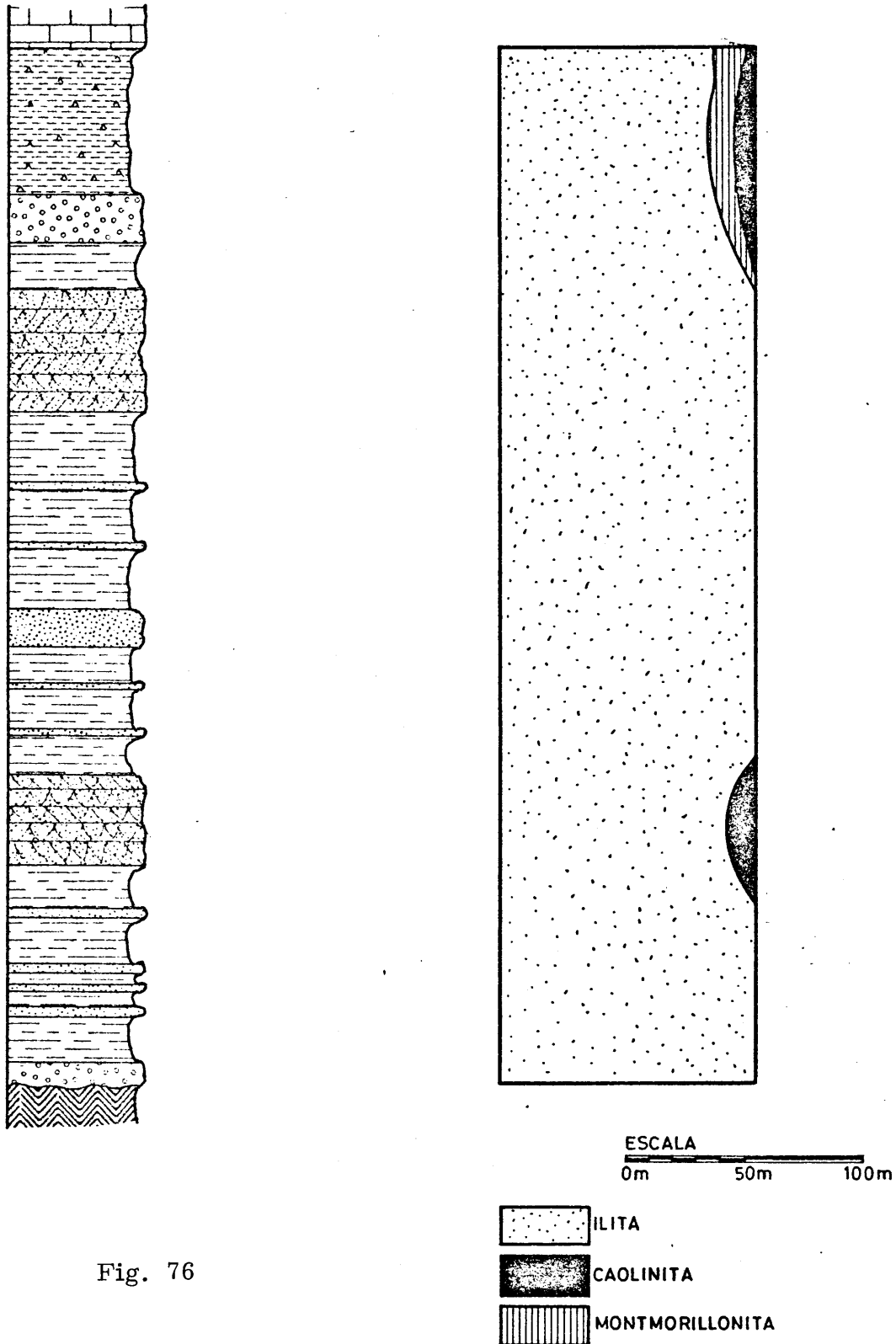


Fig. 76

3.3.8. SERIE DE CHICLANA DE SEGURA. CONCLUSIONES. -

En la figura 76 se muestra la variación de los diferentes minerales a lo largo del perfil. De ella, así como de los resultados expuestos anteriormente, es fácil deducir que se trata de una serie eminentemente ilítica en la que sólo en el tramo superior aparecen pequeñas cantidades de montmorillonita y caolinita aunque ésta última se encuentra también en la zona inferior de la serie, asociada a un nivel de areniscas.

La cristalinidad de las ilitas decrece a medida que se asciende en la serie estratigráfica.

3.3.9. SERIE DE HORNOS. DIFRACCION DE RAYOS-X. -

En la tabla XX se exponen los valores en \AA de las líneas de difracción más características de los minerales que integran esta serie, así como los resultados del análisis semicuantitativo.

Se trata, al igual que la serie anterior, de una serie de gran monotonía mineralógica, ya que prácticamente está constituida por ilita y clorita, ésta última en cantidades muy inferiores a la primera.

La clorita posee baja cristalinidad e indudablemente se trata de clorita lábil. La ilita también posee baja cristalinidad, presenta líneas (001) asimétricas y dentadas, pudiendo ser claramente denominada como ilita abierta.

La ilita, al igual que la clorita, no presenta ninguna variación intracristalina en la vertical de la columna.

3.3.10. SERIE DE HORNOS. A. T. D. -

En la figura 77 se expone el registro de A. T. D. de la

HORNOS

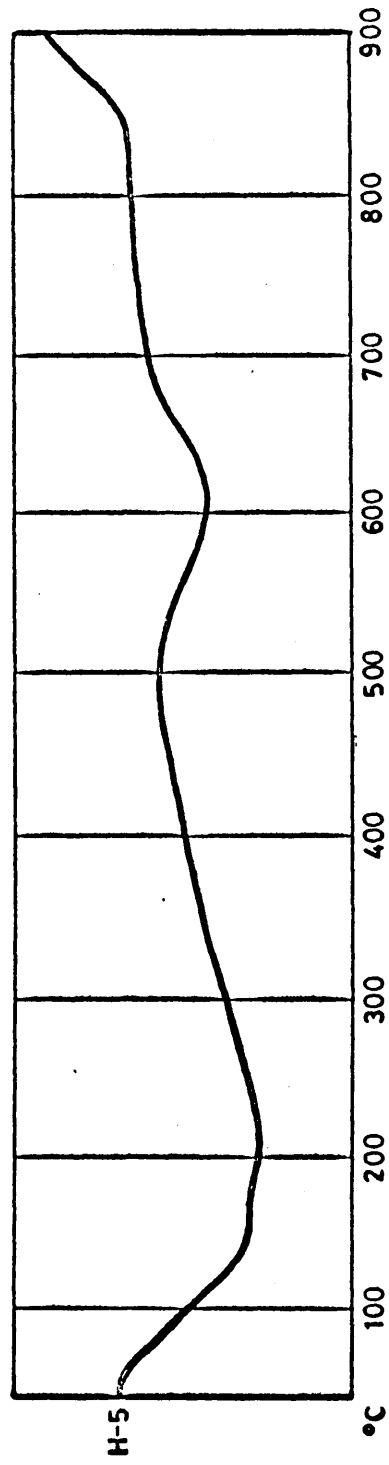


Fig. 77

TABLA XX

Análisis mineralógico por difracción de Rayos-X, de las muestras pertenecientes a la serie de Hornos (Zona Prebética).

Muestra	A. O. N.	A. O. E. G.	550º	A. O. A. A.	Mineral	%
H-1	14,0	14,0	13,7	—	Clorita	11
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	89
H-2	14,2	14,8	13,7	—	Clorita	9
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	91
H-3	14,1	14,8	13,7	—	Clorita	7
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	93
H-4	14,3	14,4	13,3	—	Clorita	8
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	92

TABLA XX (Continuación).

H-5	14,2	14,6	13,2	—	Clorita	8
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	92
H-6	14,1	14,2	13,9	—	Clorita	14
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	86



Fig. 78

x 25.080



Fig. 79

x 51.300

muestra H-5, que se ha elegido como representativa de las muestras de esta serie. En él puede observarse como en el primer endotérmico se diferencian los correspondientes a la illita (135°C.) y a la clorita (200°C.). Este registro es muy similar a los obtenidos en otras muestras en las que la illita constituye el mineral mayoritario.

3.3.11. SERIE DE HORNOS. MICROSCOPIA ELECTRONICA. -

Se han estudiado por esta técnica las siguientes muestras:

Muestra H-1. - La illita constituye el mineral más abundante de la muestra. Entre los numerosos cristales de illita se encuentran algunos de mica. La clorita se presenta en cristales alotriomorfos. Existen algunos cristales de caolinita y montmorillonita.

Muestra H-6. - Abundante cantidad de illita. Existen algunos cristales de mica transformándose en illita, en ellos es posible observar deflecaciones en los bordes (figura 72). La clorita no presenta ninguna morfología peculiar, sus cristales son alotriomorfos.

La caolinita es poco abundante, encontrándose en cristales de pequeño tamaño pero con excelente morfología exagonal. En la figura 79 aparece uno de estos cristales junto a un cristal de mica.

3.3.12. SERIE DE HORNOS. CONCLUSIONES. -

En la figura 80 se muestra la variación de los minerales de la arcilla a lo largo del perfil de la serie. De los resultados ex-

SERIE DE HORNOS

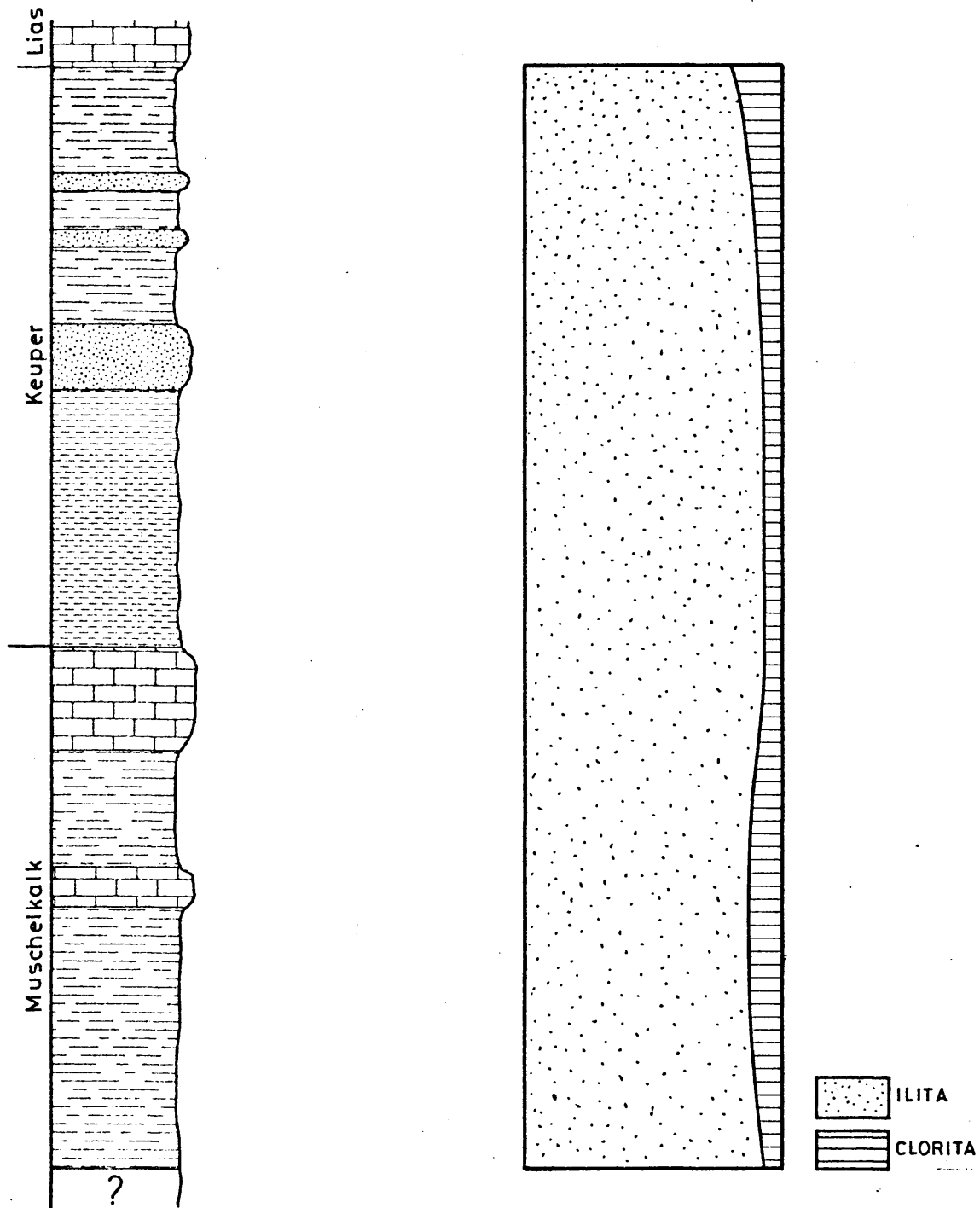


Fig. 80

puestos anteriormente así como de la figura citada, se deduce que la serie de Hornos es una serie en la que la illita es el mineral predominante, acompañada ésta por pequeñas cantidades de clorita, la cual posee baja cristalinidad. A la clorita e illita pueden acompañar pequeñas cantidades de caolinita y montmorillonita.

Tanto la clorita como la illita no muestran variaciones intracrystalinas en la vertical de la columna estratigráfica.

3.4. EL TRIASICO DE LA ZONA SUBBETICA. RESULTADOS EXPERIMENTALES. -

3.4.1. SERIE DE SANTA LUCIA. DIFRACCION DE RAYOS-X. -

En la tabla XXI se expone la composición mineralógica, excluidos los minerales arcillosos, de las muestras estudiadas. En la tabla XXII se indican los valores en \AA de las líneas de difracción más características de los minerales que componen la fracción fina, así como los resultados de la estimación semicuantitativa.

Muestra SL-1. - Su composición mineralógica está integrada por cuarzo en abundancia, dolomita y magnesita, como minerales no arcillosos.

La fracción fina está constituida por clorita en el 75% e illita en el 25%.

La reflexión a $14,2\text{\AA}$ correspondiente a la clorita es muy aguda y simétrica y no sufre ninguna variación sensible en su espaciado tras los tratamientos con etilenglicol y calentamiento, solamente aumenta su intensidad tras el calentamiento a 550°C . adquiriendo mayor intensidad que la reflexión (002) a $7,1\text{\AA}$. Se trata pues

TABLA XXI

Muestra	Cuarzo	Dolomita	Magnetita	Feldespatos	Hematites
SL-1	xxx	xx	xx		
SL-2	xx			x	x
SL-3	xx				xx
SL-4	xx			x	
SL-5	xx				

TABLA XXII

Análisis mineralógico por difracción de Rayos-X, de las muestras pertenecientes a la serie de Santa Lucía (Zona Subbética).

Muestra	A. O. N.	A. O. E. G.	550°	A. O. A. A.	Mineral	%
SL-1	14,2	14,2	14,0	—	Clorita	75
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	25
SL-2	14,1	14,1	14,0	—	Clorita	23
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	77
SL-3	14,0	14,2	14,0	—	Clorita	22
	9,9	10,0	9,9	9,9	Ilita	78
SL-4	14,0	14,1	14,0	—	Clorita	18
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	82
SL-5	14,1	14,1	14,0	—	Clorita	12
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	88

de una clorita que goza de muy buena cristalinidad. Su diagrama de difracción es similar al descrito para las cloritas cristalinas pertenecientes a la serie de Ambas en la Cuenca Asturiana.

Igualmente la ilita presenta una reflexión (001) a $9,9\text{\AA}$ aguda y simétrica, características que no varían después de ninguno de los tratamientos a que ha sido sometida, lo que confirma su buena cristalinidad, tratándose más de una verdadera mica que de una ilita.

Muestra SL-2. - Su composición mineralógica está integrada por cuarzo, feldespatos y hematites como minerales no arcillosos. Clorita en el 23% e ilita en el 77% son los minerales que componen su fracción arcillosa. Tanto la clorita como la ilita poseen características similares a las de la muestra anterior, es decir, se tratan por tanto de minerales de alta cristalinidad.

Muestra SL-3. - Mineralógicamente está constituida por cuarzo y hematites (reflexiones a 3,68; 2,70; 2,52; 2,20; 1,84; 1,69; 1,60; 1,48; $1,45\text{\AA}$) como minerales no arcillosos y por clorita en el 22% e ilita en el 78%, como arcillosos. Al igual que en muestras anteriores, clorita e ilita gozan de muy buena cristalinidad.

Muestra SL-4. - El cuarzo y los feldespatos, éstos últimos en muy poca proporción, son los minerales no arcillosos que componen la muestra. La clorita en el 18% y la ilita en el 82% constituyen los minerales arcillosos. Clorita e ilita poseen excelente cristalinidad.

Muestra SL-5. - El cuarzo es prácticamente el único mineral no arcillo-

so que compone la muestra. La clorita se encuentra en el 12% y la illita en el 88%.

La clorita presenta una línea de difracción (001) que no sufre variaciones sensibles tras los diferentes tratamientos a los que se sometió la muestra, no obstante su simetría no es tan acusada como en las muestras anteriores, presentando ligeras indentaciones hacia la región de los menores ángulos.

La illita presenta características similares a las de muestras anteriores.

3.4.2. SERIE DE SANTA LUCIA. A. T. D. -

Se han estudiado por esta técnica las muestras SL-1 y SL-3. En la figura 81 se exponen los registros obtenidos.

El correspondiente a la muestra SL-1, muestra que posee un elevado porcentaje de clorita muy cristalina, presenta una gran similitud con los diagramas expuestos en apartados anteriores y que poseen minerales con características similares y en aproximadamente iguales porcentajes de abundancia.

En el ancho endotérmico que se extiende entre 100°C. y 400°C. es posible diferenciar un primer efecto a 140°C. correspondiente a la illita, y un segundo efecto a 240°C. perteneciente a la clorita. El efecto a 600°C. y el endotérmico-exotérmico final, están claramente diferenciados, es decir, el registro adopta un aspecto muy similar al de una clorita magnesiana. Por el contrario en la muestra SL-3, en la que la illita predomina sobre la clorita, el registro se asemeja más a los obtenidos para muestras muy ílticas. El endotérmico intermedio aparece desplazado a 650°C. y el efecto endo-exo no está claramente resuelto, sino que adopta la forma típica en escalón.

SANTA LUCIA

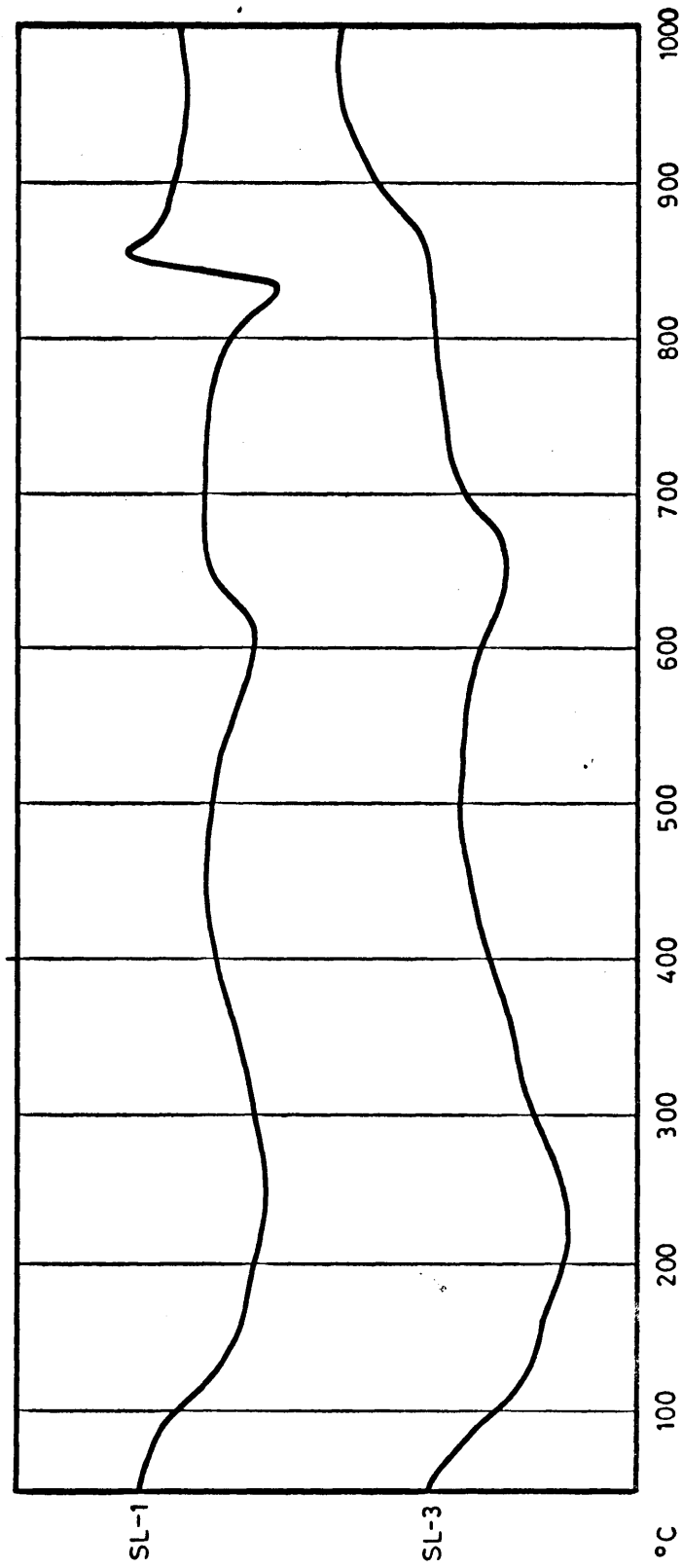


Fig. 81

3.4.3. SERIE DE SANTA LUCIA. MICROSCOPIA ELECTRONICA. -

Se han estudiado por esta técnica las siguientes muestras:

Muestra SL-1. - Gran abundancia de cristales de clorita con muy buena morfología rómbica. La mica aparece también en grandes cristales. En algunas zonas de la preparación existen algunos cristales aislados de caolinita.

Muestra SL-3. - Las cloritas, al igual que en la muestra anterior, se presentan con excelente morfología rómbica. En las figuras 82 y 83 pueden observarse cristales de clorita con esta morfología tan típica. La mica aparece igualmente en grandes cristales. La caolinita es escasa pero un poco más abundante que en la muestra anterior. En la figura 82, puede observarse en la zona superior de la microfotografía, algunos cristales de caolinita, de tamaño muy inferior al de la clorita pero con muy buena morfología exagonal.

3.4.4. SERIE DE SANTA LUCIA. CONCLUSIONES. -

En la figura 84 se expone la variación de los minerales de la arcilla a lo largo del perfil. Puede observarse como al contrario que en las restantes series expuestas anteriormente, el porcentaje de minerales a 14\AA ⁰ (en este caso sólo representados por clorita) desciende en los términos superiores, es éste el único caso en el que tal fenómeno ocurre. En el Capítulo II al describir la serie, indicábamos que las observaciones de campo así como la sucesión de materiales (los términos más detríticos y groseros se encuentran encima de los términos arcillosos y químicos), inducían a suponer que la serie se encontraba invertida.

0 1 5 5



Fig. 82

x 31.920

0 0 1 5 5



Fig. 83

x 15.960

SERIE DE SANTA LUCIA

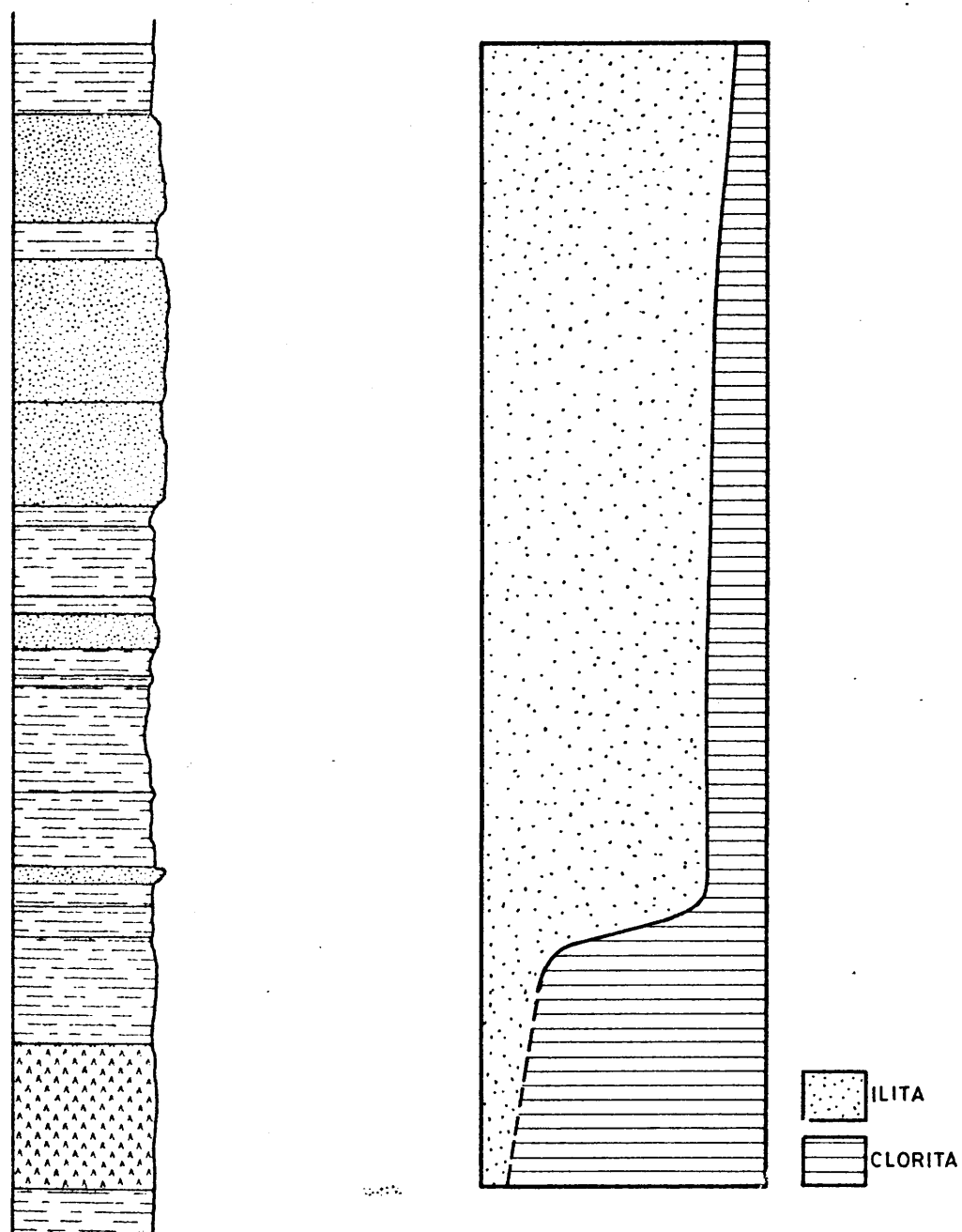


Fig. 84

Si a estos criterios sumamos el hecho de esta distribución inversa de minerales, indudablemente hemos de aceptar que la serie se encuentra invertida por fenómenos tectónicos, hecho nada extraño en una región en la que el diastrofismo ha sido muy intenso.

Considerando pues la serie como invertida, la distribución de minerales a 14\AA^0 es similar a la de otras series. Concretamente en el caso que nos ocupa, la clorita aumenta desde los términos inferiores a los superiores. Todas las cloritas poseen muy buena cristalinidad, aunque en la zona inferior (muestra SL-5) ésta desciende ligeramente. La illita posee una excelente cristalinidad, tratándose en realidad de una verdadera mica. La caolinita es muy poco abundante, encontrándose fundamentalmente en la zona inferior de la serie.

3. 4. 5. SERIE DE CABRA DE STO. CRISTO. DIFRACCION DE RAYOS-X.-

En la tabla XXIII se expone la composición mineralógica, excluyendo los minerales de la arcilla, de las muestras estudiadas. En la tabla XXIV se muestran los valores en \AA^0 de las líneas de difracción más características de los minerales de la arcilla que componen las muestras, así como los resultados del análisis semicuantitativo.

Muestra SC-1. - Su composición mineralógica está integrada por cuarzo y dolomita abundante, como minerales no arcillosos. Clorita en el 6% e illita en el 94% componen la fracción arcilla.

La clorita presenta unas líneas de difracción de muy poca intensidad, asimétricas y muy dentadas, que sufren ligeras variaciones en sus espaciados frente a los diferentes tratamientos, se trata pues de clorita lábil.

La illita igualmente, presenta líneas asimétricas denta-

TABLA XXIII

Muestra	Cuarzo	Dolomita	Feldespato	Calcita
SC-1	x	xxx		
SC-2	xxx			
SC-3	xxx			
SC-4	xxx		x	
SC-5	xxx			
SC-6	x	x		xx

TABLA XXIV

Análisis mineralógico por difracción de Rayos-X, de las muestras pertenecientes a la serie de Cabra del Santo Cristo (Zona Subbética).

Muestra	A. O. N.	A. O. E. G.	550°	A. O. A. A.	Mineral	%
SC-1	14,0	14,4	13,8	—	Clorita	6
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	94
SC-2	14,2	14,2	13,3	—	Clorita	12
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	88
SC-3	13,9	14,4	14,0	—	Clorita	13
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	87
SC-4	14,2	14,2	14,1	—	Clorita	8
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	92

TABLA XXIV (Continuación)

SC-5	14, 5	16, 4	13, 8	—	(14 _c - 14 _{cn})	41
	14, 0	14, 6	13, 8	—	Clorita	13
	9, 9	9, 9	9, 9	9, 9	Ilita	46
SC-6	14, 1	14, 4	13, 8	—	Clorita	35
	9, 9	9, 9	9, 9	9, 9	Ilita	65

das y abiertas hacia la región de los menores ángulos, su reflexión (001) se agudiza tras el tratamiento térmico, debe corresponder a una illita abierta.

Muestra SC-2. - El cuarzo es efectivamente, el único mineral no arcilloso que compone la muestra. La clorita se encuentra en el 12% y la illita en el 88%.

Tanto clorita como illita poseen características similares a las de la muestra anterior, es decir, ambas poseen baja cristalinidad.

Muestra SC-3. - Al igual que en la muestra anterior, el cuarzo es prácticamente el único mineral no arcilloso que la compone. La illita y la clorita en el 87% y 13% respectivamente, poseen baja cristalinidad.

Muestra SC-4. - Su composición mineralógica está constituida por cuarzo y feldespatos como minerales no arcillosos.

La clorita en el 8%, la illita en el 92% e indicios de caolinita, componen la fracción arcilla. Tanto illita como clorita poseen características similares a las de muestras anteriores.

Muestra SC-5. - El cuarzo es el único mineral no arcilloso que compone la muestra. Su fracción arcilla está constituida por un interestratificado de tipo ($14_c - 14_{cn}$) en el 41%, clorita en el 13% e illita en el 46%.

El interestratificado, como puede deducirse de los valores de sus líneas de difracción, es irregular y con un porcentaje de interestratificación diferente al 50%, en él parecen dominar las capas de clorita hinchable.

La clorita posee, al igual que en muestras anteriores,

baja cristalinidad, mientras que la illita presenta picos bastante agudos y simétricos, tratándose en este caso de una mica o bien de una mezcla de cristales de mica e illita.

Muestra SC-6. - Los minerales no arcillosos que componen esta muestra son cuarzo, dolomita y calcita, ésta última relativamente abundante.

La fracción arcilla está constituida por clorita en el 31%, esta clorita posee baja cristalinidad y debe de tener capas hinchables interlaminadas.

La illita posee buena cristalinidad, tratándose más de una mica que de una verdadera illita, constituyendo el 69% de la fracción arcilla.

3. 4. 6. SERIE DE CABRA DE STO. CRISTO. A. T. D. -

En la figura 85 se expone el registro obtenido de la muestra estudiada. Como puede verse presenta grandes analogías con los registros expuestos anteriormente y en los que la clorita y/o los interestratificados poseían porcentajes elevados (en este caso el 54% de la muestra).

3. 4. 7. SERIE DE CABRA DE STO. CRISTO. MICROSCOPIA ELECTRONICA.-

La muestra estudiada por esta técnica ha sido la SC-5 presentando una gran abundancia de cristales de mica e illita. La clorita es alotriomorfa sin hábitos visibles. En algunas zonas de la preparación aparecen pequeños cristales de caolinita.

CABRA DE ST0. CRISTO

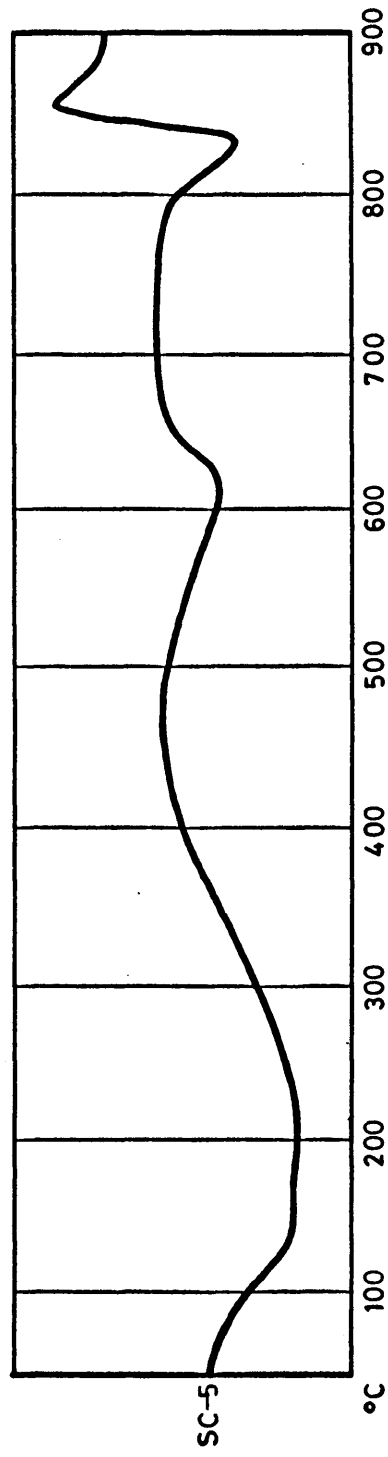


Fig. 85

3. 4. 8. SERIE DE CABRA DE STO. CRISTO. CONCLUSIONES. -

En la figura 86 se muestra la variación de los minerales de la arcilla a lo largo del perfil de la serie.

De la figura citada anteriormente así como de los resultados experimentales expuestos en apartados precedentes, se deduce que la illita es el mineral dominante en toda la serie, aunque decrece su porcentaje en la medida que se asciende en la serie, al mismo tiempo aumenta su cristalinidad desde los términos inferiores a los superiores, pasando de illita abierta a verdadera mica.

La clorita aumenta su porcentaje desde la zona inferior a la superior, tratándose en todos los casos de cloritas con láminas inestables frente al calor o al etilenglicol. Los interestratificados se encuentran sólo en la zona superior de la serie, siendo irregulares y con predominio de las capas de clorita hinchable sobre las de clorita normal.

La caolinita se encuentra en pequeña cantidad en la zona intermedia de la serie y asociada a un potente nivel detrítico.

SERIE DE CABRA DE SANTO CRISTO

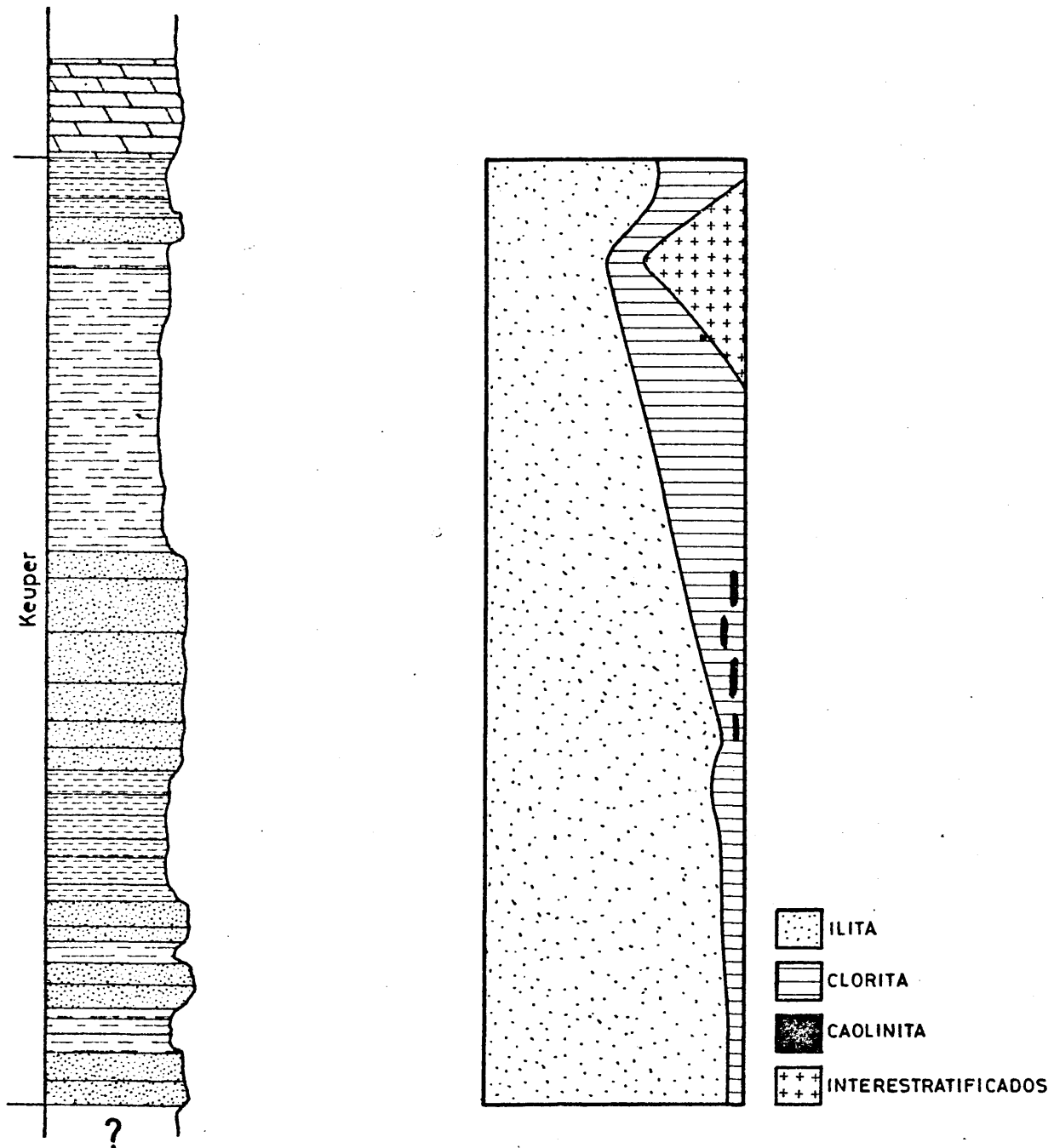


Fig. 86

IV

DISCUSION Y CONCLUSIONES

4.1. - LA GENESIS DE LOS MINERALES ARCILLOSOS EN CUENCAS SEDIMENTARIAS TRIASICAS ESPAÑOLAS.

En el Capítulo I, exponíamos en el apartado titulado "Gènesis y transformaciòn de minerales arcillosos en cuencas sedimentarias", las diferentes posibilidades de gènesis de los minerales en la hidròsfera y en la zona superior de la litòsfera, así como los cambios que se podían producir en ellos al estar sometidos a acciones edàficas y diagènéticas. Estas posibilidades eran tres:

- 1^a Herencia
- 2^a Transformaciòn
- 3^a Neoformaciòn

En las cuencas triásicas estudiadas por nosotros encontramos minerales cuyo origen se debe bien a uno de estos procesos, bien a varios de ellos.

4.1.1. - MINERALES HEREDADOS. -

Hemos denominado minerales heredados a aquellos que llegan a la cuenca de sedimentaciòn procedentes del continente y que subsisten en ella sin ninguna modificaciòn. Logicamente el que un mineral arcilloso que ha sido trasladado a la cuenca permanezca como tal, es funciòn, indudablemente, de su estabilidad en el nuevo medio. Si alguno de estos minerales trasladados a la cuenca son inestables bajo las nuevas condiciones reinantes serán, bien destruidos, bien transformados en nuevas especies.

Entre los diferentes minerales arcillosos heredados que integran la mineralogía de los sedimentos triàsicos estudiados

por nosotros, hemos de señalar los siguientes:

Caolinita	Pirofilita
Ilita	Clorita
Talco	Montmorillonita

Caolinita. -

La caolinita es un mineral poco abundante en los sedimentos triàsicos. Su porcentaje no suele sobrepasar el 15% de la fracciòn arcilla, pero sí es un mineral mucho mäs frecuente, al menos en el Trias español, de lo que hasta el momento se pensaba (LUCAS, 1962; MILLOT, 1964). Se encuentra en series de la Cuenca Asturiana (Bazanes, Viñon), en la Cordillera Iberica (Puerto de Horna), en la Zona Prebètica (Cerro Mortero, Chiclana de Segura, Hornos) y en la Zona Subbètica (Cabra de St. Cristo, Sta. Lucía). Generalmente està asociado a los tèrminos inferiores del Trias. Buntsandstein y Muschelkalk, pero puede estar presente en el Keuper e incluso en los tramos superiores del Keuper, con facies yesíferas, tal como ocurre en la serie de Puerto de Horna.

La presencia de caolinita en los tramos inferiores de facies detríticas, -conglomerados y areniscas-, no es de extrañar ya que como mineral heredado debe ir asociado a dichos niveles. La presencia en niveles con facies de yesos, es decir de precipitaciòn química no ha de sorprender ya que la caolinita es un mineral que se forma en el continente y esencialmente en las alteraciones y en los suelos, bajo condiciones de intenso lavado y pH àcido. Pero una vez formada es posiblemente el mineral mäs estable en los sedimentos y en la hidròsfera. Solo en perfiles lateríticos fuertemente lavados en los que se produzca una desaturaciòn de sílice

y en los que la caolinita puede desilicificarse pasando a gibsita o inversamente si, durante la diagènesis, soluciones alcalinas a elevada temperatura la afectan puede evolucionar a ilita. Salvo estos dos casos extremos la caolinita es un mineral muy estable y resistente.

Por ello, aunque desde el Permotrias al Keuper superior, las condiciones paleogeogràficas de los continentes e incluso climàticas han evolucionado, tendiendo a dar relieves mäs suaves y aplanados en los que el transporte a las cuencas sedimentarias es cada vez menor y los minerales son mäs facilmente degradados la caolinita resiste bien estas acciones degradantes, y a lo sumo estas se traducen en una disminuciòn del tamaño de los cristales. Por otra parte hemos de pensar que aunque una cuenca posea un caràcter quìmico dominante no es una cuenca totalmente cerrada a los aportes del Continente y aunque logicamente la "fracciòn heredada" sea menor que la "fracciòn quìmica" indudablemente ha de recibir aportes tanto mäs cuanto mäs cerca nos encontremos de los bordes de la cuenca.

Efectivamente las caolinitas que encontramos en los sedimentos de facies Keuper poseen un tamaño de partìcula muy pequeño e incluso pertenecen a series no muy lejanas a las costas. Concretamente en el caso de la serie de Puerto de Horna y de acuerdo con SANCHEZ DE LA TORRE y AGUEDA VILLAR (1970) la distancia a las zonas emergidas durante el Keuper no es superior a los 20 Km. En el caso de las series de la zona Prebètica y Subbètica estas distancias son aún menores.

Ilita. -

La ilita es sin duda alguna el mineral más frecuente de los sedimentos triásicos. Se encuentra presente en todas las series estudiadas y en algunas de ellas constituye prácticamente el cien por cien de las mismas. Su abundancia es mayor en los términos inferiores de las series y su porcentaje es bastante más elevado en las series de borde de cuenca que en las interiores.

Bajo el término ilita hemos de considerar a aquellas micas deficiatarias en K^+ con diagramas de difracción más pobres en líneas que los de las verdaderas micas. Muchas de estas ilitas han sido transformadas posteriormente, bien durante la diagénesis, bien en medios sobresaturados en cationes, en verdaderas micas. Es posible observar series en los que los términos inferiores son iliticos, en los términos intermedios existe una mezcla de ilita y mica y en los superiores existen verdaderas micas. (Serie de Ambas). El fenómeno inverso es también observable, es decir, series en los que los términos superiores poseen ilita y las inferiores existen verdaderas micas (serie de Cerro Mortero).

Estos minerales son productos heredados del continente y representan los términos degradados de micas y cloritas continentales. Logicamente son mas abundantes en los términos inferiores del Trias ya que las acciones pedogénéticas son menos intensas que en el Trias superior y estos minerales permanecen como tales, sin evolucionar por degradación más intensa a montmorillonita y vermiculita.

Talco. -

El talco es un mineral poco frecuente en las muestras estudiadas por nosotros, prácticamente solo ha sido encontrado en el término inferior de la serie de Ambas (Keuper). Anteriormente había sido encontrado por DE LA PEÑA (1972) en el Muchelkalk de la Cordillera Iberica, el cual basandose en las ideas de FUCHTBAUER y GOLDSCHMIDT (1959) le supone un origen neoforado durante la diagènesis temprana, por reacción entre geles de SiO_2 e iones Mg^{2+} .

En nuestro caso creemos se trata de un mineral heredado ya que se encuentra asociado a ilita y clorita, ambas de baja cristalinidad, ya que si fuera producto de la diagènesis, aunque esta fuera incipiente, habría afectado a estos minerales transformandolos en verdadera mica y en clorita de más alta cristalinidad. Se trata posiblemente de un producto de alteración hidrotermal de rocas volcánicas magnesianas, o de dolomias silicificadas, del área fuerte.

Pirofilita. -

La pirofilita al igual que el talco es un mineral muy poco frecuente en los sedimentos triásicos estudiados. Solo ha sido encontrada en algunas muestras de la serie de Puerto de Horna, pertenecientes al Keuper medio.

Atribuirle un origen diagénético es difícil, ya que la diagènesis no ha afectado a estos sedimentos en un grado tal elevado como sería necesario para su neoformación. En la actualidad la pirofilita diagénética solo ha sido descrita en el Devonico

inferior del Macizo Armoricano por DUNOYER y MILLOT (1962), encontrándose reemplazando a granos de cristales desaparecidos, fenómeno que no ocurre en el caso que nos ocupa.

Clorita. -

La clorita es junto a los interestratificados, uno de los minerales más característicos de los sedimentos triásicos. No obstante y tal como hemos expuesto en el Capítulo III, existen diferentes tipos de cloritas. Unas de ellas gozan de una elevada cristalinidad, se presentan en grandes cristales que presentan una morfología muy característica y van asociadas a verdaderas micas y no a ilitas. Otras, por el contrario, presentan baja cristalinidad, sus diagramas de difracción dan picos de baja intensidad, asimétricos, dentados y que tras los tratamientos con etilenglicol y calentamiento sufren variaciones en sus espaciados, presentándose asociadas a ilita. Las cloritas de la serie de Hornos son un claro ejemplo de este tipo.

Un tercer tipo de clorita ha de ser también citado. Es aquel que presenta diagramas de difracción con picos intensos, pero asimétricos, que sufren variaciones en sus espaciados tras los tratamientos adecuados, es decir, cloritas que poseen interlamina-
minadas capas de montmorillonita y que suelen ir asociadas a verdaderas micas.

En resumen, en los sedimentos triásicos con clorita se encuentran las siguientes asociaciones:

- 1^a Clorita (muy cristalina) + mica
- 2^a Clorita labil + ilita
- 3^a Clorita con capas de montmorillonita + mica

Tanto en el primer caso como el tercero la clorita es consecuencia de un proceso de agradaciòn. Solo en el segundo caso la clorita es claramente mineral heredado, presentandose generalmente en niveles detriticos con altos contenidos en illita. Son producto de degradaciones de biotita en el continente, asi como de otros silicatos ferromagnesianos, trasladados posteriormente a la

Biotita → Clorita → Clorita labil

cuenca sedimentaria.

Montmorillonita. -

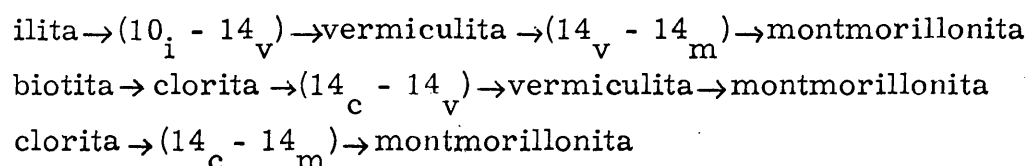
La montmorillonita de los sedimentos triàsicos ha de ser considerada en la mayoría de los casos como mineral heredado. Ha de ser excluida de este origen en aquellas series en que se presenta asociada con sepiolita, tal como ocurre en la serie de Mont_{teana}.

La serie de Puerto de Horna nos muestra un claro ejemplo de origen heredado de este mineral. En la figura 70 puede observarse como en el Keuper superior la abundancia de la illita presenta un brusco màximo, que coincide con la presencia de caolinita y de montmorillonita. En este punto se presenta una asociaciòn detritica típica:

Illita + montmorillonita + caolinita

Es de reseñar que la montmorillonita se encuentra generalmente en las zonas superiores de las series, esto confirma tanto un caràcter detritico como el hecho de que representa el estado final de la degradaciòn de determinados minerales en el continente.

Tal como expusimos en el Capítulo I, el paisaje continental va evolucionando desde el final del Permico hasta el Keuper. Al final del Permico gran parte de los continentes se encuentran emergidos y sometidos a un clima càlido, ni desertico ni tropical. Este clima se prolonga en el triàsico y determina que al final de Buntsads-tein los continentes se encuentren muy aplanados y erosionados, las aguas que discurren sobre ellos no poseen gran energia, las acciones pedogeneticas son largas y mas completas, los fenòmenos de degradaciòn alcanzan niveles màs elevados, y minerales que durante el Trias inferior habian sido trasladados a las cuencas de sedimentaciòn como ilitas degradadas y cloritas, son ahora depositados como montmorillonitas, es decir, la naturaleza ha dispuesto de tiempo para que se produzcan cambios tales como los siguientes.



Encontrandose en las cuencas los productos finales de estas transformaciones. Muchas de estas montmorillonitas evolucionaràn posteriormente en sentido inverso dando origen a interestratificados o cloritas.

4.1.2. - MINERALES HEREDADOS. CONCLUSIONES.

Los minerales triàsicos heredados constituyen un cortejo que marca la evolucion geomorfològica y climàtica de las àreas fuente, su permanencia como tales minerales heredados en las cuencas sedimentarias es funciòn de su estabilidad en el nuevo medio.

Durante el trias inferior los continentes son erosionados por aguas que poseen energía suficiente para trasladar relativamente pronto los productos de erosión a las cuencas de sedimentación y los minerales continentales son poco degradados; los depósitos son ricos en illita y la clorita, parcialmente degradada, se encuentra en ellos junto con algo de caolinita.

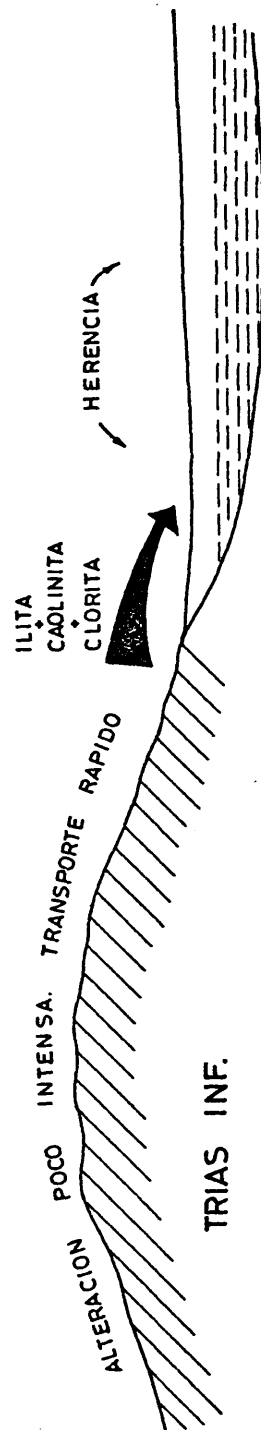
A medida que el tiempo geológico avanza, los continentes son más y más erosionados, desaparecen las elevaciones y ofrecen el aspecto de enormes llanuras. Al mismo tiempo el clima cálido pudo evolucionar a un clima más activo, sin que necesariamente fuese tropical. Con ello se favorecen las hidrólisis de los feldespatos, la caolinita se sigue formando, y las restantes acciones pedogenéticas son más lentas y más profundas. Los minerales continentales inician un lento transporte, hacia las cuencas receptoras, durante el cual sufren intensas degradaciones, llegando a montmorillonitas o incluso a solubilizarse pasando a la cuenca en forma de iones. En la figura 87 se muestra un esquema en el que se trata de sintetizar estos procesos.

Muchos de estos minerales encontrarán en la cuenca sedimentaria un medio favorable para su reorganización posterior y tenderán a reconstruir las micas o las cloritas originarias; otros serán muy estables y permanecerán como tales.

4. 1. 3. - MINERALES TRANSFORMADOS.

Hemos denominado transformación de los minerales arcillosos (Capítulo I) a los cambios que los modifican cuando estos mantienen su tipo estructural. Es una modificación intracrís-

DEGRADACION



DEGRADACION

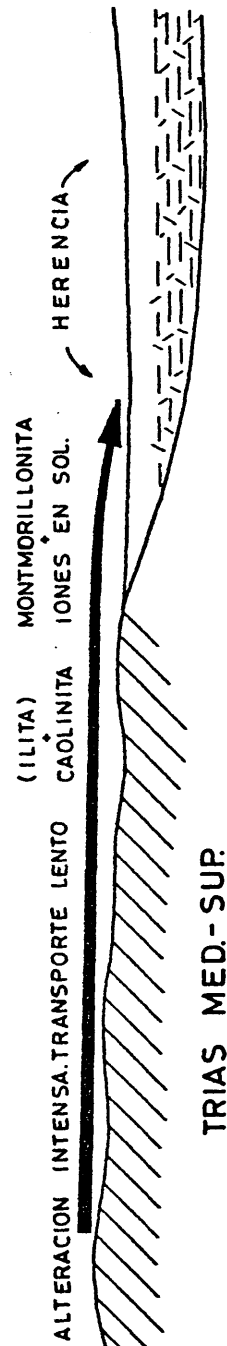


Fig. 87

talina producida por un cambio de los iones de los espacios interlaminares y de las láminas silicatadas, con mantenimiento del tipo de estructura $Te - Oc \delta Te - Oc - Te$.

Estas transformaciones podían dividirse en dos tipos denominados degradaciones y agradaciones. El primer tipo es característico de las alteraciones continentales y es muy raro en el curso de sedimentación y la diagenesis.

El segundo tipo es característico de la sedimentación, la diagenesis y del metamorfismo. Por ello será del que nos ocuparemos, en este apartado.

Las agradaciones, son transformaciones en los retículos cristalinos, por adición de materia, que se producen en medios confinados o cargados de cationes. Estas transformaciones entrañan una serie de cambios que se extienden desde la simple fijación de cationes por retículos parcialmente degradados, hasta la reorganización completa de la estructura con la consiguiente aparición de un nuevo cristal.

Ambos tipos de agradaciones se producen en la sedimentación triásica, a la primera de ellas la hemos denominado "Rejuvenecimiento" a la segunda "Agradaciones profundas".

REJUVENECIMIENTO. -

Hemos expuesto anteriormente (Capítulo III) como los minerales micáceos de tipo illita evolucionaban a lo largo de los perfiles estratigráficos. Se han descrito series (p. ej.; Ambas, Montaña, Viñon) en las que las illitas de los términos inferiores de la serie presentan picos de difracción muy asimétricos y denta-

dos, que se abren hacia la región de los pequeños ángulos tras el tratamiento con etilen-glicol, contrayéndose hacia la región de los mayores ángulos tras el tratamiento térmico. Estos cristales presentan al microscopio electrónico morfologías irregulares, con contornos alterados y son de muy pequeño tamaño. Es decir se trata de ilitas "abiertas".

En los términos intermedios de la serie encontramos "ilitas" cuyos picos de difracción son más simétricos y agudos que los de las anteriores y no presentan variaciones sensibles tras los tratamientos con etilenglicol y calentamiento. El microscopio electrónico revela que se trata en realidad de una mezcla de grandes cristales micáceos bien conformados y de pequeños cristallitos de ilita.

En los términos superiores encontramos "ilitas" que presentan líneas de difracción muy agudas y simétricas que no varían ni su intensidad ni su simetría tras la glicolación y el calentamiento, el microscopio electrónico revela que se trata de grandes cristales de "micas" con tamaños, incluso, cercanos a las 2 μ .

En otras series (p. ej., Puerto de Horna, Cerro Mortero, Chiclana de Segura) encontramos idéntica distribución solo que invertida, es decir, las ilitas abiertas se encuentran en los términos superiores de la serie y en las inferiores aparecen verdaderas micas.

En ambos casos el fenómeno de rejuvenecimiento es potente. Las redes parcialmente degradadas de las ilitas heredadas en la cuenca son cicatrizadas por la entrada de iones K^+ en la red e incluso de iones Mg^{2+} . El magnesio puede sustituir al 1/3 de los aluminios octaédricos de las micas tal como discutimos en

el apartado 3.1.10.

En ambos casos el mecanismo es idèntico, cicatrización de estructuras degradadas por entrada de cationes interlaminares y ademàs en las l  minas silicatadas, solo son diferentes las causas. En la primera secuencia, la causa fundamental es el enriquecimiento en cationes de la cuenca, al ir esta evolucionando hacia un mayor confinamiento en el que los aportes terrigenos son muy es casos. En el segundo caso, se trata de una transformaci  n producida durante la diag  nesis temprana del sedimento, con lo que esta se r   más patente en los niveles profundos.

Ambos casos son perfectamente factibles en los ambientes tri  sicos y serán discutidos a continuación.

Hemos puesto varias veces de manifiesto a lo largo del presente trabajo como las condiciones geomorfológicas de los continentes han ido evolucionando a lo largo del tiempo geológico tri  sico. A medida que este transcurre, las acciones pedogenéticas sobre los continentes se hacen más intensas, los minerales son más degradados e incluso pueden ser puestos en solución. La energ  a de las aguas decrece y solo pueden transportar a las cuencas particulas muy pequeñas o iones en solución. Al mismo tiempo los aportes del mar abierto son iónicos y la evaporación en las cuencas de sedimentaci  n es elevada, superando muchas veces la evaporación a los aportes. Todo esto determina una sobresaturación de iones cada vez mayor a medida que transcurre el tiempo. El K^+ y Mg^{2+} se encuentran en concentraci  n elevada, pudiendo el potasio, en el caso de las illitas, cicatrizar las estructuras regenerando las primitivas micas.

En el segundo caso puede ocurrir, que una vez trans

currida la sedimentación determinadas zonas de algunas cuencas, sufren fenómenos de débil diagenesis y las aguas intersticiales, débilmente cargadas en K^+ pero a temperaturas y presión relativamente altas, produzcan efectos similares a los de las aguas superficiales a temperatura ambiente y elevada concentración iónica. Lógicamente estos procesos se ven favorecidos con la profundidad y es por lo que los términos más agradados se encuentran en las zonas inferiores de las series estudiadas.

En la figura 88 se muestra un esquema en el que se ha pretendido esquematizar las causas y los efectos en el rejuvenecimiento de las ilitas.

Lógicamente muchas de las cloritas heredadas pueden, por captura de iones Mg^{2+} , transformarse en cloritas rejuvenecidas, muy cristalinas.

AGRADACIONES PROFUNDAS. -

Hemos denominado "Agradaciones profundas", a aquellas transformaciones por adición de materia que producen una reorganización completa de la estructura con la consiguiente aparición de un nuevo mineral. En este caso la transformación se produce lámina por lámina de una manera progresiva, dando lugar a la aparición de edificios cristalinos intermedios entre los dos extremos de la transformación.

Las transformaciones de los minerales en las cuencas triásicas han sido excelentemente descritas por LUCAS (1962). Este autor observa en el Trias francés y marroquí, que a medida que se asciende en las series estratigráficas el porcentaje de ilita

REJUVENECIMIENTO DE LAS ILITAS

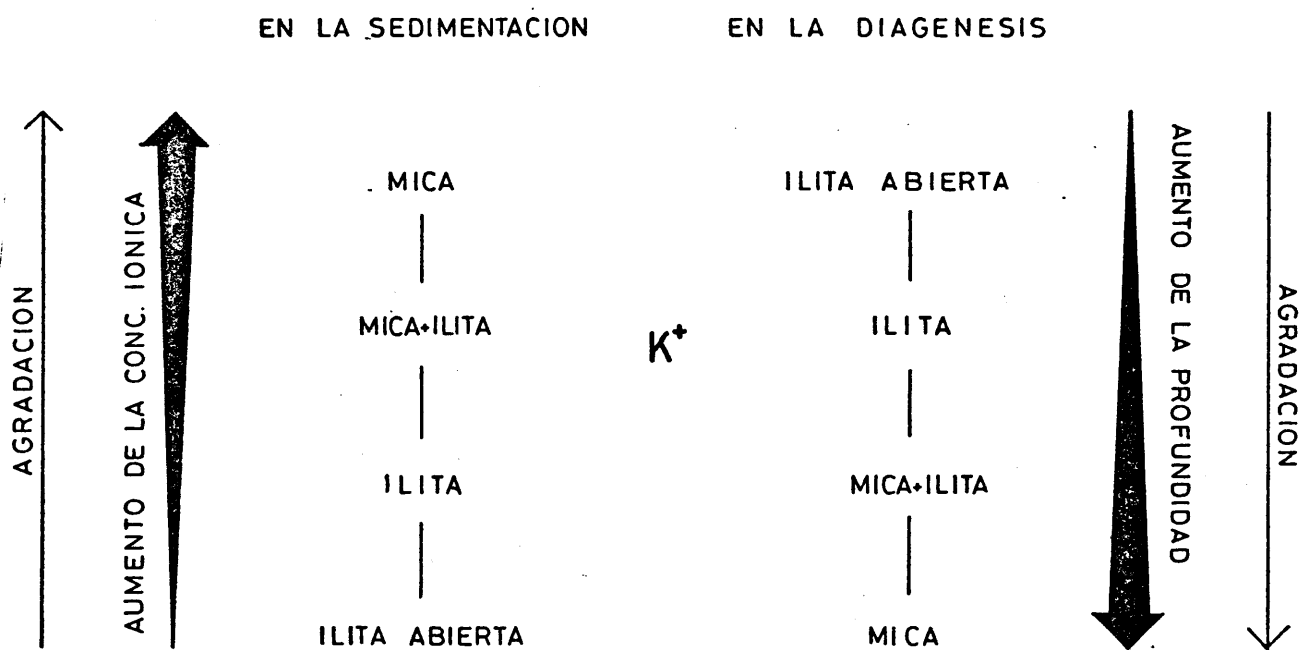


Fig. 88

decrece, aumentando el de los edificios interestratificados e incluso en los términos superiores aparecen cloritas muy cristalinas. Basandose en estos hechos establece que las cloritas cristalinas del Keuper son los productos finales de la transformaci n por agradaci n de las ilitas heredadas. Por ello, su porcentaje decrece en las zonas superiores, siendo los interestratificados los pasos intermedios en este proceso, el cual puede ser esquematizado de la siguiente manera:

Ilita degradada \rightarrow Ilita abierta $\rightarrow (14_c - 14_m)$ irregulares $\rightarrow (14_c - 14_m)$ regulares \longrightarrow Clorita (tri) bien cristalizada

La causa de este fenómeno es la saturaci n de la cuenca de sedimentaci n en iones Mg^{2+} capaces de introducirse en el reticulo micáceo y producir la transformaci n l mina a l mina. Este autor señala asimismo que la agradaci n se produce en la vertical de las series y en sentido ascendente, siendo más intensa en el centro de las cuencas.

Indudablemente hemos de admitir que tales fen menos pueden producirse en las cuencas de sedimentaci n tri sicas, pero algunos hechos observados por nosotros asi como otros ya conocidos han de ser expuestos y reconsiderados desde diferentes puntos de vista. Tales hechos son los siguientes:

- a) Disminuci n de los porcentajes de ilita a medida que se asciende en la serie y aumento de los edificios a $14 \overset{0}{\text{\AA}}$.
- b) Presencia de interestratificados de tipo $(10_i - 14_c)$.
- c) Presencia frecuente de montmorillonita en las series y su localizaci n, generalmente, en las zonas superiores.

- d) Disminución en la vertical y en sentido descendente de la capacidad de "hinchamiento" en los minerales.
- e) Predominio de un tipo específico de láminas en los interestratificados irregulares.

Disminución de los porcentajes de illita y aumento de los edificios a 14 \AA^0 a medida que se asciende en las series. -

Es este un fenómeno muy general que se da incluso en series con muy bajos porcentajes de minerales a 14 \AA^0 , como pueden ser las series de Viñon, Cerro Mortero o Chiclana de Segura, y que de acuerdo con las ideas de LUCAS (1962) y de MILLOT (1964) ha de interpretarse como consecuencia de la transformación de illita en tales minerales (interestratificados o clorita).

No obstante nosotros creemos que tal disminución de la illita y aumento de los minerales a 14 \AA^0 (montmorillonita, vermiculita, cloritas degradadas) no se debe, al menos en su mayor parte, a un fenómeno de agradación, sino que es consecuencia de un cambio en la sedimentación impuesto por la evolución geomorfológica y climática de las áreas fuentes. Es decir, que la disminución de la illita se debe a que en realidad a la cuenca llega menos illita y el aumento de minerales de tipo interestratificado o de clorita se debe a que a la cuenca llega mayor porcentaje de minerales capaces de transformarse en interestratificados o cloritas, sin que sea necesariamente a partir de illita.

Si admitimos que desde el Trias inferior al superior los relieves se van aplanando, las aguas superficiales poseen menor energía para el transporte y este es lento, e incluso el cli-

ma puede ser más activo, forzosamente las acciones pedogenéticas han de ser más intensas y profundas originandose montmorillonita, vermiculitas, interestratificados e iones en solución que son llevados a la cuenca en mayor cantidad cuanto más evoluciona el continente y el clima. Estos minerales muy degradados son susceptibles de ser posteriormente agradados en la cuenca, si esta posee condiciones adecuadas para ello.

Suponer que el único aporte terrígeno a las cuencas sedimentarias está constituido por illita, es negar los fenómenos de degradación edáficos en el continente y la evolución geomorfológica y climática del continente, así como suponer que en el momento de la sedimentación las condiciones fueron similares en el Buntsandstein inferior como en el Keuper superior y que lo único que los diferenciaba es la salinidad y concentración iónica mucho más elevada en el Keuper.

Presencia de interestratificados ($10_i - 14_c$). -

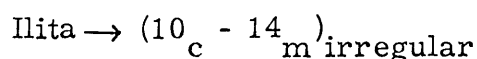
La presencia de el interestratificado ($10_i - 14_c$) había sido descrita anteriormente en los sedimentos triásicos por CABALLERO y LOPEZ AGUAYO (1972) y CABALLERO y MARTIN VIVALDI (1972). Su presencia no es tan frecuente ni tan abundante como la del interestratificado ($14_c - 14_m$) pero no es extraño encontrarlo en algunas series (p. ej. , Monteana, Puerto de Horna) coincidiendo con el interestratificado ($14_c - 14_m$).

Parece lógico pensar que esta interestratificación es la etapa intermedia de la transformación de la illita en clorita, por acción de aguas ricas en magnesio y no el interestratificado

($14_c - 14_m$) (LUCAS, 1962). La transformaciòn siguiente:

Ilita abierta $\rightarrow (10_i - 14_c)_{\text{irregular}} \rightarrow (10_i - 14_c)_{\text{regular}} \rightarrow \text{Clorita (tri) cristalina}$

es bastante mäs simple que la supuesta por LUCAS, al mismo tiempo que la agradaciòn se realiza sin pasar por minerales intermedios que posean capas hinchables y estructuras mäs abiertas. Realmente la transformaciòn:



es excesivamente brusca ya que se pasa de una estructura K^+ a una Mg^{2+} sin que exista un edificio $K^+ - Mg^{2+}$ intermedio, al mismo tiempo aunque dicha transformaciòn es una agradaciòn, puesto que hay adiciòn de materia (iones Mg^{2+}), se pasa de una estructura cerrada a una estructura abierta con capacidad de hinchamiento y de acuerdo con las observaciones hechas por BURST (1959) en el Eoceno de la serie de Gult coast las agradaciones llevan consigo no solo una adiciòn de materia sino que al mismo tiempo producen estructuras mäs cerradas con disminuciòn de la capacidad de hinchamiento.

Presencia frecuente de montmorillonita en las series y su localizaciòn, generalmente, en las zonas superiores. -

La montmorillonita es un mineral bastante mäs frecuente en los sedimentos triäsicos de lo que se habia supuesto hasta el momento. Su porcentaje no es elevado y suele ir asociada con interestratificados y con cloritas que poseen lãminas hinchables. Su presencia està siempre localizada en los tärminos superiores de las series estratigraficas. Es, como ya se discutiò en apartados an

teriores, un mineral casi siempre detritico e indicador de las intensas degradaciones en el continente. Al mismo tiempo es el material original a partir del cual se han formado la mayor parte de los interestratificados de tipo $(14_c - 14_m)$ y las cloritas trioctaèdricas muy cristalinas.

La montmorillonita es un mineral muy inestable en medios catiònicos, ya que tiende a captar iones y transformarse en estructuras agradadas, tales condiciones son las que reinan en el Trias y es por lo que ella es rapidamente transformada en el interestratificado ò en casos extremos en clorita magnesiàna.

Montmorillonita $\rightarrow (14_c - 14_m) \rightarrow$ Clorita(tri) muy cristalina

Tal transformaciòn agradante cumple no solo la condiciòn de realizarse por adiciòn de materia (Mg^{2+}) sino que al mismo tiempo tiende a dar estructuras màs cerradas con menor capacidad de hinchamiento.

Disminuciòn en la vertical y en sentido descendente de la capacidad de "hinchamiento en los minerales". -

Es frecuente observar como en determinadas series (p. ej., Puerto de Horna, Camoca, Cerro Mortero) la capacidad de hinchar de los minerales disminuye, o los minerales hinchables disminuyen su porcentaje y acaban por desaparecer a medida que se descende en las series, al mismo tiempo que la cristalinidad de las ilitas aumenta en sentido descendente. Las secuencias siguientes son frecuentes

$(14_c - 14_m)$ regular + Ilita
 $(14_c - 14_m)$ irregular con predominio de 14_c + Ilita + Mica
 ↓
 Clorita con capas hinchables + Mica

O bien:

$(14_c - 14_m)$ irregular con predominio de capas 14_m + Mont + Ilita
 $(14_c - 14_m)$ regular + (Mont) + Ilita + (Mica)
 ↓
 $(14_c - 14_m)$ irregular con predominio de capas 14_c + Mica + (Ilita)

Elas representan en realidad agradaciones en profundidad, agradaciones que se han realizado después de la sedimentación e in dudablemente durante la diagènesis del sedimento, diagènesis lógicamente incipiente y de poca intensidad, pero suficiente para producir tales transformaciones. Bajo tales condiciones, débiles concentraciones de Mg en las aguas intersticiales pueden producir estos fenómenos. Similares transformaciones agradantes e incluso más intensas, con aparición de paragonita, pirofilita, moscovita y clorita muy cristalina, han sido descritas por DUNOYER DE SEGONZAC (1969) en series con diagènesis elevada de Europa y Africa.

Predominio de un tipo específico de láminas en los interestratificados irregulares. -

La determinación del predominio del tipo de láminas en un interestratificado irregular y la situación que ocupe en la columna estratigráfica nos indican el sentido en el que el fenómeno de la agradación se produce. Tomemos como ejemplo la serie de Camo

ca en ella el porcentaje de edificios a $14 \overset{o}{\text{\AA}}$ aumenta a medida que se asciende en la serie. En los términos superiores predominan los interestratificados regulares y con por cientos de interestratificaci n cercanos al 50%; en los términos inferiores los interestratificados son irregulares y con por cientos de interestratificaci n diferentes al 50%. Este hecho puede interpretarse, erroneamente, como que la intensidad de la agradaci n es mayor en los términos superiores que en los inferiores. Si se desglosa la transformaci n de montmorillonita en clorita de la siguiente manera:

Mont \rightarrow Mont con capas de $14 \xrightarrow{c} (14_c - 14_m)$ con predominio de capas 14_m
 (1) (2) (3)
 $\rightarrow (14_c - 14_m)$ al 50% irregular $\rightarrow (14_c - 14_m)$ al 50% regular $\rightarrow (14_c - 14_m)$
 (4) (5) (6)
 con predominio de capa $14_c \rightarrow$ Clorita con capas $14_m \rightarrow$ Clorita
 (7) (8)

se observa que en esta serie nosotros encontramos en el sentido descendiente los pasos (5), (6) y (7); es decir la intensidad de la agradaci n aumenta en este caso con la profundidad. Ejemplo similar nos presenta la serie de Puerto de Horna. En ambos casos la diag nesis temprana ha sido la causa de tal agradaci n.

Indudablemente en muchos casos la diag nesis se había superpuesto a las agradaciones producidas durante la sedimentaci n por aumento de la concentraci n i nica en las cuencas (en este caso la intensidad de la agradaci n aumenta al ascender en la serie) y habrá borrado sus efectos.

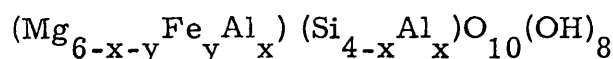
LAS CLORITAS DE ALTA CRISTALINIDAD. -

Constituyen uno de los minerales más llamativos de

algunas formaciones triàsicas. No son tan frecuentes ni tan abundantes como los interestratificados, pero en las series en que se encuentran pueden alcanzar porcentajes superiores al 90% (p. ej., Serie de Ambas).

Sus registros de difracciòn de rayos-x, de A. T. D. y su estudio por microscopía electrònica han sido expuestos y comentados extensamente en apartados correspondientes a las series de Ambas, E. De VILLAVICIOSA y Sta. LUCIA, del Capitulo III. Tales estudios nos han llevado a la conclusiòn de que se trata de una clorita magnesiana de muy bajo contenido en àtomos pesados en la capa octaèdrica (CABALLERO y MARTIN VIVALDI, 1972), que de acuerdo con la clasificaciòn de ORCEL, CAILLERE y HENIN (1952) debería ser un tèrmino cercano a la variedad pennina o el clinocloro.

La fòrmula quìmica teòrica es la siguiente



en la que de acuerdo con los càlculos de LUCAS (1962) los valores de x e y son 1,1 y 0,3 respectivamente. El valor de su línea (060) es de $1,534 \overset{\circ}{\text{Å}}$ que corresponde a un mineral trioctaèdrico con un paràmetro b = 9,2.

Segùn LUCAS (1962) estas cloritas representan la etapa final de la agradaciòn de la ilita, en los centros de las cuencas por la acciòn de las aguas enriquecidas en Mg^{2+} .

Efectivamente, nosotros estamos de acuerdo que tal proceso puede dar lugar a la apariciòn de cloritas trioctreèdricas magnesianas a partir de ilitas, ahora bien estimamos que no es

el único ya que a partir de montmorillonitas, vermiculitas y cloritas degradadas puede obtenerse tal mineral en cuencas epicontinentales sobresaladas. En la figura 89 se exponen las diferentes posibilidades de transformación por agradación magnética de diferentes minerales todos ellos presentes en las cuencas triásicas.

4.1.4. - MINERALES TRANSFORMADOS. CONCLUSIONES. -

Las cuencas triásicas constituyen medios de sedimentación en los que las aguas se encuentran fuertemente saturadas en cationes, acentuándose tal hecho a medida que se asciende en la escala cronológica. Tales medios de sedimentación son idóneos para que en ellos se produzcan transformaciones por agradación, tanto más intensas cuanto más elevada sea la concentración iónica de las aguas.

Estas transformaciones comprenden desde la simple captura de iones interlaminares, por estructuras parcialmente degradadas, como es el caso de las ilitas y cloritas que por captura de iones K^+ y Mg^{2+} regeneran micas y cloritas cristalinas. Este tipo de transformación es denominado "Rejuvenecimiento".

Puede ocurrir que las transformaciones sean mucho más profundas y que entrañen no solo un cambio en los iones interlaminares, sino también en las láminas silicatadas, produciéndose una nueva especie mineral totalmente diferente. Estas agradaciones a las que nosotros hemos denominado "Transformaciones profundas" se realizan a partir de minerales heredados muy degradados e hidratados, tales como montmorillonita y vermiculita, que son muy abundantes en el Trias superior. Estos minerales tienden

todos ellos por captura de iones Mg^{2+} a transformarse en cloritas trioctaédricas muy cristalinas. Tales cambios se realizan pasando por una serie de fases cristalinas intermedias, que son los estratificados.

La transformación de montmorillonita en Clorita se realiza através de un interestratificado de tipo $(14_c - 14_m)$, la de vermiculita através de un tipo $(14_v - 14_c)$ y el de la illita en clorita através de un tipo $(10_i - 14_c)$.

Puesto que las agradaciones se realizan a partir de iones tales como K^+ y Mg^{2+} , estas serán más intensas cuanto más altas sean las concentraciones de tales iones en la cuenca sedimentaria y esta concentración aumenta a medida que transcurre el tiempo geológico y las cuencas se van sobresalando por la disminución de los aportes terrigenos y por la entrada de iones de las aguas del mar abierto, con lo que los términos más agradados los encontraremos en los tramos superiores de las series estratigráficas.

No obstante si fenómenos postsedimentarios tales como una diagénesis suave, actúan sobre series sedimentarias que presentan secuencias como la descrita anteriormente, pueden invertir el sentido de la agradación ya que al progresar esta con la profundidad los términos más agradados se encontrarán en las zonas más profundas. En este caso, incluso, no es necesario que la concentración iónica sea tan elevada como en el caso de las agradaciones superficiales, ya que la "actividad" de las aguas intersticiales del sedimento es mucho mayor debido al aumento de presión y temperatura.

4.1.5. - MINERALES NEOFORMADOS. -

El término "neoformado" lo reservaremos para el mineral que ha nacido en la cuenca sedimentaria a partir de iones solución. Si los iones necesarios para la elaboración de un mineral se encuentran en proporciones adecuadas, pueden combinarse y dar lugar al nacimiento de un nuevo cristal en la cuenca sedimentaria. La neoformación exige un medio químicamente activo, tal como el que puede producirse en algunos mares sobresalados del Trias. De esta manera han nacido las sepiolitas y tal vez algunas montmorillonitas triásicas.

SIFFERT (1962) que realizó la síntesis de la sepiolita en el laboratorio a partir de soluciones saturadas en Si(OH)_4 y concentraciones variables en Cl_2Mg , encontró que el pH de la solución descende durante la reacción incluso a pH superiores a 7,8; obteniendo como producto final una montmorillonita magnésica y sepiolita. Las condiciones en las que la sepiolita se forma con mayor abundancia son: $\text{SiO}_2/\text{MgO} = 0,7$, pH inicial = 11,2, pH final = 8,73.

Tales condiciones pueden haberse producido en algunas zonas, como en Montaña, tal vez favorecidas por la compartimentación de la cuenca. El mar epicontinental es muy amplio y las tierras emergidas son "islas" con los relieves muy aplanados. El clima altera profundamente los minerales y la sílice, el magnesio y pequeñas proporciones de calcio y aluminio son liberados y pasan a solución. Las aguas de la cuenca se alcalinizan y la montmorillonita puede neoformarse a partir de la sílice, el aluminio y el magnesio; la sepiolita a partir de la sílice y el Mg. Mecanismo similar al expuesto anteriormente ha sido señalado, en cuencas terciarias

con marcado endorreismo, por HUERTAS y Col. (1970).

De todas maneras tales condiciones, debieron ser difíciles de alcanzar ya que la presencia de sepiolita en los sedimentos triásicos se encuentra muy localizada. En Marruecos en algunas series de la costa (LUCAS, 1962), en España en zonas muy localizadas de la Cordillera Subbética (DORRONSORO, 1969) y de la Cuenca Asturiana. En todos los casos la sepiolita no llega a presentarse en cantidades que permitan su explotación.

En la Serie de Montaña (Cuenca Asturiana) la sepiolita se presenta entre capas de interestratificados de tipo $(10_i - 14_c)$, lo que puede ser debido a variaciones rítmicas en la concentración de magnesio en las aguas, de tal manera que cuando se sobrepasa un cierto "nivel" de concentración se neoforma sepiolita. Esta neoformación consume el magnesio y su concentración decrece siendo insuficiente para seguir neoformando sepiolita, pero si es suficiente para producir la neoformación de montmorillonita y la agradación de las illitas con la consiguiente aparición de los interestratificados $(10_i - 14_c)$. Este ciclo se repite varias veces a lo largo de la serie estratigráfica.

No obstante es necesario hacer notar que parte de la montmorillonita que acompaña a la sepiolita puede ser heredada, ya que ésta se encuentra asociada con pequeñas proporciones de caolinita. La existencia de tales minerales detríticos en series tan alcalinas como para que se neoforme la sepiolita confirma las ideas expuestas por CABALLERO y MARTIN VIVALDI (1972) de que tales condiciones pueden alcanzarse en zonas de la cuenca que no sean forzadamente los centros de las mismas, sino que en cuencas, con fondos muy compartidos pueden en sectores cercanos a los bordes, reu

reunirse condiciones de alcalinidad y concentraciòn iònica adecuadas para la neoformaciòn de sepiolita y montmorillonita.

Por último, dentro de este apartado, es lógico plantear la posibilidad de que los numerosos edificios interestratificados presentes en casi todas las series triàsicas tuvieran un origen neoformado y no fuesen producto de transformaciones. Tal hipótesis creemos que debe ser desechada ya que la neoformaciòn dará, por el crecimiento de los cristales, minerales regulares, en equilibrio con el medio de gènesis. Si dos minerales distintos se pueden formar, ellos lo haran preferentemente separados a partir de germen diferentes ya que el intercrecimiento obliga a las lãminas, ligeramente diferentes entre sî, a "deformarse" para adaptarse a las de su vecino.

4.1.6. - MINERALES NEOFORMADOS. CONCLUSIONES. -

En determinados sectores de las cuencas de sedimentaciòn triàsica, la concentraciòn de iones magnesio y de silice, así como de pH alcalino, pueden ser tales que a partir de los iones en soluciòn precipiten minerales fibrosos como la sepiolita y trilaminares como la montmorillonita. Tales condiciones de alcalinidad y concentraciòn iònica pueden alcanzarse preferentemente en los centros de las cuencas, pero no necesariamente han de excluirse las zonas relativamente confinadas, aunque estèn cercanas a los bordes de las cuencas, ya que en ellas pueden reunirse tales condiciones. La posibilidad de confinamiento en lugares cercanos a los bordes puede venir condicionada por una comparticiòn de los fondos es decir por una frecuente existencia de altos fondos que actuen de barreras.

La sepiolita, serán en todos los casos un mineral neoformado en la cuenca de sedimentación, ya que es muy inestable frente al transporte y a la diagénesis, al mismo tiempo que bajo las condiciones climáticas que reinaran durante el Trias sería imposible su neoformación continental.

La montmorillonita que acompaña a la sepiolita posee una génesis discutible ya que en los tramos en que es acompañada de caolinita es posible asignarle un origen detritico. Por el contrario en los tramos en los que no aparece caolinita, puede muy bien ser neoformada, ya que esta puede nacer bajo condiciones similares a las de la sepiolita, aunque tampoco es factible desechar la hipótesis de su origen heredado.

4.2. - DISTRIBUCION DE LOS MINERALES DE LA ARCILLA EN LAS CUENCAS TRIASICAS ESTUDIADAS.

4.2.1. - CUENCA ASTURIANA. -

La Cuenca Asturiana se caracteriza por una gran irregularidad en la distribución de los minerales de la arcilla y en sus porcentajes a lo largo de todo el periodo Triásico. El Permo-trias y el Trias inferior se caracteriza en unos puntos por la exclusiva presencia de illita como ocurre en la serie del Este de Villaviciosa, en otras la illita es el mineral mayoritario, aunque puede ir acompañada de pequeños porcentajes de caolinita e incluso en las zonas superiores por interestratificados y montmorillonita como ocurre en las series de Bazanes y Viñon. En otros lugares la illita puede ser el único mineral presente en los tramos inferiores,

comenzando a medida que se asciende en la serie estratigráfica a decrecer y convertirse en un mineral minoritario, cediendo su preponderancia a los interestratificados y a la clorita como ocurre en la serie de Camoca.

El Trias superior presenta una mayor uniformidad en la distribución. Los porcentajes de illita decrecen sensiblemente a medida que se asciende en las series, aumentando los de clorita, interestratificados, montmorillonita, e incluso en algunos puntos pueden aparecer cloritas muy cristalinas (Serie de Ambas) o sepiolita (Serie de Montaña).

Tal distribución se aleja bastante de la rígida idea que se poseía hasta la actualidad de la sedimentación triásica. Con un Trias inferior illítico y a lo sumo con algo de caolinita, un Trias medio con menor cantidad de illita, aparición de cloritas de baja cristalinidad y algunos interestratificados y un Trias superior con abundancia de interestratificados, cloritas bien cristalizadas y minerales fibrosos neoformados, en el que la illita es el mineral minoritario. Este esquema es cierto en líneas generales, pero puede no cumplirse cuando se aplica a una cuenca sedimentaria en particular, como ocurre en el caso de la cuenca Asturiana, ya que una serie de factores locales pueden modificarlo.

Estos factores han podido ser en primer lugar una temprana evolución de los relieves de las áreas fuentes, hacia un aplanamiento y nivelación, con lo que las acciones degradantes intensas pudieron comenzar durante el Trias inferior y a las cuencas serían transportados minerales capaces de ser transformados (montmorillonitas, cloritas degradadas, etc.), si las condiciones

en la . cuenca son adecuadas para ello.

Si la cuenca receptora se encuentra muy compartida y en ella existen altos fondos capaces de aislar determinadas zonas en las que la concentraciòn iònica y salinidad de las aguas puede alcanzar valores elevados, los minerales heredados pueden comenzar su agradaciòn, durante el Trias inferior. Incluso, si no se dan estas condiciones, pero las series son afectadas posteriormente por fenòmenos diagènéticos, los minerales heredados seràn agradados por diagènesis.

En el Trias superior las acciones pedogènéticas son intensísimas, los minerales son muy degradados o incluso solubilizados, la cuenca se supersala y la concentraciòn iònica aumenta, tanto màs cuanto màs cerrado se haga el medio. La compartimentaciòn ya existente en el Trias inferior se sigue manteniendo, y en algunos de estos recintos, -no necesariamente en el centro de la cuenca-, la alcalinidad y los iones pueden ser los adecuados para la neoformaciòn de sepiolita. Puesto que estos "recintos" no son medios totalmente cerrados, si se encuentran cercanos a zonas emergidas, pueden acompañar a la sepiolita algunos minerales heredados como caolinita, ilita o montmorillonita.

4.2.2. - CORDILLERA IBERICA. SECTOR DE PUERTO DE HORNA. -

Se caracteriza por presentar un Muschelkalk y un Keuper inferior en el que la ilita es el mineral dominante, acompañada de interestratificados, clorita y caolinita en baja proporciòn. El Keuper medio, con gran abundancia de yesos posee una alta proporciòn de interestratificados, acompañados de clorita e ilita en bajas proporciones. En el Keuper superior, los interestratificados

mantienen su porcentaje y van acompañados de clorita, montmorillonita y caolinita.

La distribución de los minerales en el Sector de Puerto de Horna se adapta a la distribución de minerales de la arcilla en cuencas triásicas descrita por LUCAS (1962), solamente es necesario volver a indicar que en este punto la serie triásica sufrió una ligera diagénesis y las agradaciones son más intensas en la zona inferior de la cuenca, este fenómeno ha podido borrar el sentido ascendente de la agradación que se debió de producir durante la sedimentación.

La presencia de caolinita, en los términos superiores de la serie, no ha de sorprender ya que en el Trias superior al ser el clima más activo, los relieves más suaves y las acciones pedogénicas más intensas, estos factores favorecen la hidrólisis de los feldespatos y por lo tanto la neoformación continental de la caolinita, y puesto que las cuencas de sedimentación, aunque posean carácter químico alcalino, no son medios totalmente cerrados a los aportes detríticos.

La presencia de montmorillonita en la zona superior de la serie, puede suponer un descenso en la concentración de iones Mg^{2+} en la cuenca durante el Keuper superior, bien por que se abraiera el confinamiento de la cuenca con respecto al mar abierto, o bien por aportes de aguas continentales desionizadas, ya que si la concentración en ión Mg^{2+} fuera elevada la montmorillonita debía haber sido agradada.

La pérdida del carácter fuertemente químico del Keuper superior viene confirmada por encontrar las facies químicas

(yesos) situados debajo de la zona con montmorillonita CATALAN y SANCHEZ DE LA TORRE (1968) que estudian el perfil de sales solubles en esta serie encuentran efectivamente que los tramos más pobres en magnesio son los del Keuper superior.

4.2.3. - ZONA PREBETICA. -

La Zona Prebética constituye el sector más externo de las cordilleras béticas. Tanto el Trias inferior como medio posee un marcado carácter detritico, con facies de borde y solo en el Trias superior las facies evolucionan a evaporitas (LOPEZ GARRIDO, 1971; SANCHEZ CELA, 1971).

El Buntsandestein se caracteriza por presentar una gran abundancia de ilita junto a pequeños porcentajes de caolinita y clorita degradada.

El Muschelkalk, continua siendo esencialmente ilitico, aunque en algunas zonas pueden aparecer pequeños porcentajes de montmorillonita, la caolinita suele encontrarse en poca proporción y asociada a los niveles más detriticos (arenas y areniscas).

El Keuper generalmente, es, al igual que los pisos anteriores, muy ilitico y solo en las zonas en que presenta una facies claramente química se encuentra junto a la ilita, montmorillonita e interestratificados, pero incluso en estas zonas la caolinita sigue estando presente.

Todas las series de la Zona Prebética, presentan una típica mineralogía de sedimentación de borde de cuenca, eminentemente detritica. Solo al final del triásico se generaliza para toda la región el depósito de evaporitas, lo que supone unas condi-

ciones de mar restringido de fuerte evaporación, y aumento de la concentración iónica en la cuenca, existiendo zonas donde estas condiciones son más acusadas (Cerro Mortero) que en otras (Hornos o Chiclana de Segura). El medio de sedimentación bajo el que se han formado estas series podrían ser del tipo "foreshore", es decir costero sometido a la acción del agua diariamente, o del tipo "backshore" en que solo está sometido a la acción de las aguas en la época de grandes tormentas.

El estudio realizado por LOPEZ GARRIDO (1971) de los materiales detríticos en esta zona revela, que la duración del transporte ha sido muy corta y a distancias muy cortas. Las areniscas y las arenas son muy inmaduras y los fragmentos de rocas procedentes del área fuente (Meseta) son abundantes.

4.2.4. - ZONA SUBBÉTICA. -

La Zona Subbética constituye los afloramientos más meridionales del Trias de facies germánica en la Península Ibérica, ya que se encuentra limitada por el S por la Zona Bética, en la que el triásico posee facies Alpina. En esta zona es muy difícil emplear los términos de cercanía o lejanía de las costas, ya que gran parte de los afloramientos triásicos poseen carácter aloctono o diapirico y establecer las posiciones primitivas en el momento del depósito, es en la mayoría de los casos tarea ardua y de resultados muy hipotéticos.

Solo es posible establecer con certeza, que se trata de sedimentos más interiores que los de la zona Prebética.

Efectivamente, la ilita aunque continua siendo el mi

neral mäs abundante durante el Keuper inferior y medio, su porcentaje es inferior al de la Zona Prebética.

El Keuper inferior se caracteriza por poseer gran abundancia de ilita, acompañada de porcentajes apreciables de clorita de baja cristalinidad, la caolinita suele estar presente en los niveles detríticos pero en muy baja proporción.

El Keuper superior se caracteriza por un aumento notable en la proporción de los edificios a $14 \overset{0}{\text{\AA}}$, constituido por interestratificados o cloritas trioctaédricas muy cristalinas, estas últimas asociadas generalmente a las facies sobresaladas. En algunos puntos de esta zona la alcalinidad y la concentración iónica fue la adecuada como para dar lugar a la neoformación de sepiolita (DORRONSORO, 1969).

Cabe pensar en un amplio mar epicontinental, de poca profundidad y alejado del continente pero en el que existen abundantes "islas" o zonas emergidas temporalmente que suministran a la cuenca minerales detríticos parcial o totalmente degradados. Al mismo tiempo los fondos de la cuenca pueden estar muy compartidos, existiendo zonas muy restringidas en las que las condiciones pueden ser adecuadas para la neoformación. En otras "más abiertas" las condiciones pueden ser menos alcalinas e iónicas y solo se producirán fenómenos de agradación con la consiguiente aparición de interestratificados o de cloritas cristalinas según el grado de transformación.

4. 3. - VISION GENERAL DE LA SEDIMENTACION TRIASICA EN CUENCAS ESPAÑOLAS. -

Al final del Pèrmico gran parte de los relieves producidos durante la orogenia hercinica habian sido erosionados. Los productos de esta erosión, materiales mal clasificados y groseros, son depositados en cuencas locales, produciendo un nivelamiento del paisaje, paisaje que presentaria el aspecto de una superficie ondulada pero sin grandes desniveles topográficos. Sobre esta superficie se instalarà posteriormente el mar triàsico.

La transgresión marina se inicia en el Buntsandstein y los sedimentos de esta edad se depositan en un medio continental con periòdicas influencias marinas. Al mismo tiempo en las zonas con caràcter claramente continental continua la erosión interna de los relieves, las aguas continentales poseen energìa suficiente para realizar el transporte de partículas groseras, al mismo tiempo que lo realizan ràpidamente.

A medida que progresa la transgresión marina, la influencia marina es mäs acusada, las aguas se extienden por toda la llanura continental dando lugar a mares de poca profundidad, profundidad que se mantiene ya que las acumulaciones de sedimentos compensan las subsidencias. En los continentes los relieves se encuentran practicamente erosionados, las aguas que discurren por ellas no poseen energìa suficiente para realizar el transporte de partículas groseras, al mismo tiempo que este lo realizan lentamente. Las acciones edàficas se ven favorecidas, los minerales son degradados e hidrolizados y muchos de ellos son puestos en solucìon. Estas acciones se ven favorecidas por la evolucìon climàtica hacia un clima mäs activo (semitropical). A partir de este punto la sedimentación va adquiriendo caràcter quìmico, las cuencas se cargan de iones, la evaporación en ellos es intensa, los aportes del continen-

te consisten en minerales muy degradados o simplemente iones en solución, los aportes del mar abierto aumentan la salinidad de estos mares interiores, llegando la concentración salina en algunas zonas a ser tan elevada que se originan depósitos evaporíticos en el Trias superior.

Esta evolución, que resumidamente hemos expuesto en párrafos anteriores, es la que en líneas generales han sufrido todas las cuencas triásicas españolas. No obstante creemos que tal evolución no ha sido contemporánea, es decir que durante un periodo determinado, por ejemplo el Buntsandstein, la cuenca Asturiana no se encontraba en una situación evolutiva similar a la de la Cordillera Iberica, o la Zona Prebética. Efectivamente en la Cuenca Asturiana ya en el Trias inferior la sedimentación era mucho menos detrítica o al menos en determinadas zonas la concentración iónica era lo suficientemente elevada para producir agradaciones, por el contrario en la Zona Prebética la sedimentación era eminentemente detrítica.

Con ello queremos hacer notar que las condiciones locales de cada cuenca son de vital importancia para la evolución de la misma. El estado de madurez en que se encuentren los relieves del área fuente, al iniciarse el periodo triásico, el carácter más o menos acusado de mar interior que posea, la cercanía del mar abierto, la profundidad del mar epicontinental, y su compartición, son factores que determinarán la evolución de la cuenca en el tiempo y en el espacio.

4.4. - CONCLUSIONES FINALES. -

Como resultado del trabajo de investigación realizado, se han obtenido las siguientes conclusiones:

A) MINERALOGIA GENERAL.

- 1^a) Los sedimentos triásicos estudiados contienen minerales heredados, transformados y neoformados. Entendiendo por heredados los procedentes del área fuente que no han sufrido modificaciones importantes en la cuenca sedimentaria; transformados los que han sufrido procesos de recristalización (rejuvenecimiento) o agradaciones o degradaciones profundas originando otras especies mineralógicas; se reserva el término neoformado para aquellos minerales originados en la cuenca por coprecipitación de sílice, alumina e iones en solución.
- 2^a) Los minerales heredados que integran la fracción arcilla de los sedimentos triásicos son: ilita, algunas cloritas, algunas montmorillonitas, caolinita, talco y pirofilita. Los minerales transformados son: interestratificados, ilitas de alta cristalinidad y algunas cloritas. Los minerales neoformados: sepiolita y algunas montmorillonitas.
- 3^a) Los minerales heredados predominan en los términos inferiores del Trias de carácter detritico. Los minerales de transformación predominan en el Trias medio-superior y los neoformados en los términos superiores cuando las cuencas adquieren un marcado carácter qui-

mico alcalino.

B) MINERALES HEREDADOS.

- 4^a) De los minerales heredados la illita es el mineral más frecuente en la fracción arcilla de los sedimentos triásicos. Se encuentra presente en todas las muestras estudiadas, constituyendo en algunas de ellas el cien por ciento de la fracción arcilla.

Sus porcentajes son siempre más elevados en los términos inferiores del Trias y sin venir acompañada de montmorillonita o interestratificados como sucede en los niveles superiores. Ambos hechos se deben a la actividad edáfica menos intensa, por el menor envejecimiento de los relieves circundantes.

- 5^a) La clorita es junto a la illita y los interestratificados uno de los minerales más característicos de la fracción arcilla del Trias, pudiendo distinguirse tres tipos diferentes: uno muy cristalino, -a veces incluso con excelente morfología rombica o exagonal-, que se presenta asociado con mica, un segundo tipo constituido por clorita con capas interlaminadas de montmorillonita, igualmente asociado a mica. Por último, un tercer tipo constituido por clorita labil a los tratamientos térmicos, de baja cristalinidad y asociada a illita. Solo las cloritas del tercer tipo son claramente heredadas, presentándose en niveles detríticos con altos contenidos en illita. Las cloritas de los otros dos tipos derivan de un proceso de transformación en el sedimento.

- 6^a) La montmorillonita ha de ser considerada en la mayoría de los casos como un mineral heredado, pudiendo excluirse este origen cuando se encuentra asociada a la sepiolita. Generalmente se presenta en los niveles superiores de las series, ya que representa uno de los términos finales de la alteración en los continentes, cuando la alteración química es más intensa.
- 7^a) La caolinita se encuentra siempre en bajo porcentaje, nunca superior al 15%, generalmente asociada a los términos inferiores de las series y en las facies detriticas. Se encuentra también a veces en pequeña cantidad en los términos superiores, incluso en los de facies yesíferas, ya que en las cuencas estudiadas, incluso en la etapa de carácter químico no están excluidos los aportes detriticos.
- 8^a) Tanto el talco como la pirofilita son minerales poco frecuentes y abundantes en la fracción fina. Su origen ha de ser atribuido a un proceso de herencia, ya que se encuentran asociados a ilitas y cloritas de baja cristalinidad. Si fuesen productos de diagénesis, aunque fuese incipiente, debería haber afectado a estos minerales transformándolos en ilitas y cloritas de más alta cristalinidad, hecho que no ocurre en las series en que se encuentran.

C) MINERALES TRANSFORMADOS.

- 9^a) En ciertas series (p. ej.; Ambas, Monteana, Viñon) la

la cristalinidad de las ilitas estudiadas crece a medida que se asciende en las mismas. Este rejuvenecimiento debe atribuirse a un progresivo incremento en el aporte iónico a la cuenca, por la maduración de los continentes. En otras series (p. ej. ; Puerto de Horna, Cerro Mortero, Chiclana de Segura) la secuencia es inversa, en cuyo caso el rejuvenecimiento se debe indudablemente a un proceso diagenético.

- 10^a) A medida que se asciende en las series estratigráficas hay una disminución en el contenido de ilita. Esta disminución se debe en su mayor parte a un menor aporte de este mineral desde el área fuente, a favor de minerales tales como montmorillonita y vermiculita, formados en los suelos por la progresiva evolución geomorfológica de los relieves circundantes, sin que quede excluida una posible evolución climática.
- 11^a) La ilita se transforma también por agradación en clorita. Esta transformación, en las cuencas triásicas estudiadas debe realizarse pasando por el interestratificado ($10_i - 14_c$) encontrado con cierta frecuencia.
- 12^a) Los porcentajes de montmorillonita y vermiculita son bajos debido a la transformación de estos minerales en interestratificados y clorita.

La montmorillonita se agrada a clorita a través del interestratificado ($14_c - 14_m$). Dada la frecuencia (aunque no la abundancia) con que se encuentra la montmorillonita y el interestratificado citado anteriormen-

te, es de esperar que la mayor parte de las cloritas muy cristalinas del Trias, así como las cloritas con capas interlaminadas de montmorillonita, procedan de la agradación de montmorillonitas y no de la agradación de illitas.

13^a) Muchas de las cloritas de alta cristalinidad pueden proceder, no solo de las agradaciones citadas anteriormente, sino de la agradación de vermiculitas a travez del interestratificado ($14_c - 14_v$), así como del rejuvenecimiento de cloritas degradadas heredadas.

14^a) Estas agradaciones, de igual modo que el rejuvenecimiento, son un fenómeno que se puede producir en las cuencas triásicas, no solo durante la sedimentación por entrada de los iones, -aportados a la cuenca-, en los retículos cristalinos; sino durante la diagènesis, obteniéndose de este modo una secuencia de agradación en la vertical, inversa a la producida en el caso en que se realiza durante la sedimentación.

D) MINERALES NEOFORMADOS.

15^a) La sepiolita solo se presenta en una sola serie de la Cuenca Asturiana, asociada a montmorillonita. Esta sepiolita y la montmorillonita asociada deben constituir los únicos minerales neoformados en las cuencas de sedimentación triásicas.

La escasa frecuencia con que se presenta la sepiolita en los sedimentos estudiados, esta en concordancia

con los resultados obtenidos por otros autores tanto en el Trias español como en el de otros países. Esta coincidencia, permite suponer que las condiciones de alcalinidad y concentraciòn iònica, no fueron suficientes para dicha neoformaciòn y con ello que el clima no fuese suficientemente activo o las cuencas triàsicas estaban relativamente abiertas.

E) PALEOGEOGRAFIA

16^a) Aunque otros autores encuentran la sepiolita en centros de cuenca, en nuestro caso se localiza pròxima a los bordes, lo que confirma la existencia de cuencas triàsicas someras compartimentadas, donde localmente pueden darse las condiciones adecuadas para la citada neoformaciòn.

17^a) La Cuenca Asturiana, ademàs de ser la ùnica con sepiolita, presenta una distribuciòn muy irregular de los minerales de la arcilla y de sus porcentajes, a lo largo del periodo triàsico, debido a una temprana evoluciòn de los relieves del àrea fuente, hacia un aplanamiento y nivelaciòn, con ello las acciones degradantes intensas pudieron comenzar durante el Trias inferior, siendo transportados a las cuencas minerales capaces de ser transformados (montmorillonita, cloritas degradadas, etc.,).

18^a) El Trias de la Cordillera Ibèrica en el sector de Puerto de Horna se caracteriza por presentar una diagènesis suave, que ha favorecido los fenòmenos de agradaciòn en

profundidad. Al mismo tiempo, durante el trias superior, la cuenca debió de perder su "confinamiento" ya por comunicación con el mar abierto ya por una pérdida de actividad climática que origino aportes continentales de agua desionizada, puesto que la montmorillonita se encuentra en los términos más superiores y encima de los niveles de sedimentación química con yesos. En efecto, si la cuenca hubiese poseído un carácter iónico (magnesio) más acusado, la montmorillonita hubiese sido agradada.

19^a) El Trias de la Zona Prebética, se caracteriza por su carácter detritico. La illita es en todos los pisos, el mineral dominante; la caolinita es frecuente y solo en el Trias medio y superior aparecen pequeños porcentajes de interestratificados y de montmorillonita.

20^a) El Trias de la Zona Subbética, se caracteriza por presentar, al igual que el de la Zona Prebética, un predominio de la illita sobre los interestratificados y la clorita. No obstante debería de tratarse de una cuenca con fondos compartimentados que determinarían la existencia de zonas restringidas en la que la concentración iónica y la alcalinidad serían adecuadas para la agradación de montmorillonitas, cloritas, vermiculitas, etc., en interestratificados o cloritas de alta cristalinidad, e interestratificados o cloritas de alta cristalinidad, e incluso para la neoformación de sepiolita y montmorillonita, encontradas por otros autores.

21^a) Aunque todas las cuencas triásicas españolas, han su-

frido una evolució, que en líneas generales es similar para todas ellas, consistente en un cambio desde un carácter detritico inicial a un carácter fundamentalmente químico, tal evolución no ha sido contemporánea en todas ellas. Las condiciones locales de cada una han sido de vital importancia para su evolución: el estado de madurez en que se encontrasen los relieves del área fuente al comienzo del periodo triásico, el carácter más o menos acusado de mar interior que poseyera, la cercanía del mar abierto, la profundidad del mar epicontinental y su compartimentación, serian algunos de los muchos factores que determinaron la evolución de las cuencas en el tiempo y en el espacio, sin excluir fenómenos muy posteriores al depósito, como por ejemplo, una diagénesis incipiente que ha enmascarado e invertido los fenómenos sinsedimentarios.

V

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A. y RIOS, J.M. - (1962) Investigación del Hullero bajo los terrenos mesozoicos de la costa cantàbrica (zona de Oviedo, Gijón, Villaviciosa, Infiesto). Emp. Nac. "Adaro" Inv. Min. vol. 1, pp. 171.
- ALONSO, J.J. y VIRGILI, C. - (1959) Un nivel de arcillitas de la base del Trias, estudio en el microscopio electrónico. An. Edf. y Fís. Veg. vol. 18, pp. 1-9.
- ALONSO, J.J. y MARFIL, R. - (1970) Morfología de las Cloritas Triàsicas. Reunión Hispano-Belga de Minerales de la Arcilla.
- ARBEY, F. y LE FOURNIER, J. - (1962) Note préliminaire sur une altération de la glauconie à la base de la serie ordovicienne du Sahara. C.R. Acad. Sci. Fr. vol. 254, pp. 143-145.
- BATALLER, J. y GUERIN. - (1930) Notes sobre el Trias de Barcelona i Tarragona. Bull. Inst. Cat. Hist. Nat. vol. XXX, pp. 81-84.
- BATALLER, J.R. - (1950) Geognosia del Triàsico español. Anal. Esc. Peritos Agric. y Sup. de Agricul. vol. IX, pp. 193-219.
- BLOSS, D. - (1966) Suggested terminology for interstratified clay minerals. The Amer. Min. vol. 51, nº 5 y 6. pp. 855.

- BLUMENTHAL, M. - (1927) Versu einer tektonischen Chiederung der betischen Cordilleren von central und sudwest Andalusien. Edog. Ged. Hevetiae. vol. XX, nº 4 pp. 487-532.
- BRADLEY, W. F. - (1940) The structural scheme of attapulгите. Amer. Chim. vol. 25, pp. 405-410.
- BRADLEY, W. F. - (1945) Diagnostic criteria for clay mineral. Amer. Min. vol. 30, pp. 704-713.
- BRADLEY, W. F. - (1950) The alterming layer sequence of vectorite. Amer. Min. vol. 35, pp. 590-595.
- BRADLEY, W. F. y WEAVER, C. E. - (1956) A regularly interstratified chlorite vermiculite clay mineral. Amer. Min. vol. 41, pp. 497-504.
- BRADLEY, W. F. - (1959) Current progress in silicate structures. Clays and clay Min. 6th. nat. conf. 1957. pp. 18-25.
- BRAUNER, K. y PREISINGER, A. - (1956) Strukbur und Entstehung des Sepioliths. Tschmaks Min. Petr. Mitt. vol. 1-2, pp. 120-140.
- BREWER, R. - (1962) Fabric and mineral analysis of soils. John Wiley and Sons. Inc., New York, London.
- BRINDLEY, G. W. y ROBINSON, K. - (1964) Structure of Kaolinite. Min. Mag. vol. 27, pp. 242-253.
- BRINDLEY, G. W., OUGHTON, B. M. y ROBINSON, K. - (1950) Polymorphism of the chlorites. I Ordered structures. Acta. Cryst. vol. 3, pp. 408-416.

- BRINDLEY, G. W. - (1951) X-ray identification and structures of clay minerals. Min. Soc. (Clay Min. Group) London pp. 345.
- BRINDLEY, G. W. - (1956) Allevardite a swelling double layer mica mineral. Amer. Min. vol. 41, pp. 91-103.
- BRINDLEY, G. W. y GILLERY, F. H. - (1954) A mixed layer Kaolin-chlorite structure. Clays and Clay Min. 2nd nat. conf. 1953, pp. 349-353.
- BRINDLEY, G. W. y GILLERY, F. H. - (1956) X-ray of chlorite specie. Amer. Min. vol. 41, pp. 169-186.
- BRINDLEY, G. W. y NAKAHIRA, M. - (1958) Structure of Kaolinite. Min. Mag. vol. 31, pp. 781-786.
- BRINDLEY, G. W. - (1961) Chlorite minerals (en G. Brown. "The X-ray identification and crystal structure of Clay minerals". Min. Soc. London. pp. 342-296.
- BROWN, G. y MAC EWAN, D. M. C. - (1951) X-ray diffraction by structures with random interstratification (en G. W. Brindley "X-ray identification and crystal structure of clay minerals"). Min. Soc. London. pp. 266-284.
- BROWN, G. - (1953) The dioctahedral analogue of vermiculite. Clay Min. Bull. vol. 10, pp. 64-67.
- BROWN, G. - (1955) Report of the clay minerals group sub-committee on nomenclature of clay minerals. Clay Min. Bull. vol. 2, pp. 294-302.
- BROWN, B. E. y JACKSON, M. L. - (1958) Clay mineral distribution

- in the Hiawatha sandy soil of northern Wisconsin.
Clays and Clay Min. 5th. nat. conf. 1956. pp. 213-226.
- BROWN, G. - (1961) The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Min. Soc. (Clay Min. Group) London, pp. 544.
- BRUTON, G. - (1955) Vapor pressure glycolation of oriented clay minerals. Amer. Min. vol. 40, nº 1-2, pp. 124-126.
- BURST, J. F. - (1959) Postdiagenetic clay mineral environmental relationships in the Gulf Coast Eocene. Clays and Clay Min. 6th Nat. conf. 1957, pp. 327-341.
- CABALLERO, M. A. y LOPEZ AGUAYO, F. - (1972) Ambientes genéticos de los minerales de la arcilla en cuencas sedimentarias triásicas y wealdenses españolas. VI Reunión del Grupo Español de Sedimentología. Granada. (en prensa).
- CABALLERO, M. A. y MARTIN VIVALDI, J. - (1972) Distribution of clay minerals in the Spanish Triassic sedimentary basin. Preprints 1972. Inter. Clay Conf. Madrid. vol. 1, pp. 313-324.
- CAILLERE, S. y HENIN, S. - (1949) The properties and identification of saponite (bowlingite) Clay Min. Bull. vol. 1, pp. 138-144.
- CAILLERE, S. y MATHIEN-SICAUD, A. y HENIN, S. - (1950) Nouvel essai d'identification du mineral de la Table, pres d'Allemand, allevardite. Bull. Soc. Fr. Min. vol.

53, pp. 193-201.

CAILLERE, S. y HENIN, S. - (1957) The chlorite and serpentine minerals. en R. C. Mackenzie "The differential thermal investigation of clays". Min. Soc. London, pp. 207-230.

CAILLERE, S., HENIN, S. y POBEGUIN, T. - (1962) Presence d'un nouveau type de chlorite dans les bauxites de Saint-Paul-de-Fenouillet (Pyrenées-Orientales). C.R. Acad. Sci. Fr. vol. 254, pp. 1657-1659.

CAILLERE, S. y HENIN, S. - (1964) Mineralogie des Argiles. Masson et Cie. Editeurs.

CAMEZ, T. y Col. - (1962) Etudes sur l'evolution de mineraux argileux dans les sols des regions tempérées. Mem. Serv. Cart. Geol. Als. Lor. vol. 20, pp. 90.

CARROL, D. y STARKEY, H. C. - (1960) Effect of sea-water on clay minerals. Clays and clay Min. 7th Nat. Conf. 1958. pp. 80-102.

CATALAN LAFUENTE, J. C. y SANCHEZ DE LA TORRE, L. - (1968) Nuevo método de estudio de Series Sedimentarias: El perfil de sales solubles. Bol. Inst. Est. Asturias. nº 14.

COLE, W. F. y HOSKING, J. S. - (1957) Clay minerals mixtures and interstratified minerals. Cap. X de "The Differential thermal investigations of Clays". Mackenzie Edt. Min. Soc. London.

- CORRENS, C. W. - (1937) Sedimentation dans les mers profondes.
Wiss. Ergebn. Deutsch. Atlant. Expedition auf
dem Forschungs 4. Vermessungsschiff Meteor.
vol. B, partie 3.
- COWLEY, J. M. y GOSWAMI, A. - (1961) Electron diffraction patterns from montmorillonite. Acta. Cryst. vol. 14, pp. 1071-1079.
- DEICHA, G. - (1942) Sur les conditions de dépôt dans le golfe du gypse parisien. C.R. Acad. Sci. Fr. vol. 214, pp. 863.
- DORRONSORO, C. - (1969) Estudio Mineralógico del Trias Germánico-Andaluz. Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada.
- DROSTE, J. B., BHATTACHARNA, N. y SUNDERMAN, J. A. -
(1962) Clay mineral alteration in some Indiana soils.
Clays and Clay Min. 9th Nat. Conf. pp. 329-342.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. y MILLOT, G. - (1962) Pyrophyllite de diagenèse dans le Devonien inférieur du synclinal de Laval (Massif Armoricaïn). C.R. Acad. Sci. Fr. vol. 255, pp. 3438-3440.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. - (1969) Les minéraux argileux dans la diagenèse passage au métamorphisme. Mem. Ser. Cart. Geol. d'Alsace et Lorraine. n° 29, pp. 320.
- EARLY, J. W. y MILNE, J. H. - (1956) Regularly interstratified montmorillonite-chlorite in basalts. Clays and Clay Min. 4th Nat. Conf. 1955. pp. 381-384.

- ENDELL, K., HOFFMAN, V. y MAGDEFERAN, E. - (1935) Über die Natur des Tonanteils in Rohstoffen des deutschen Zement-Industrie. Zement. vol. 24, pp. 625-632.
- FALLOT, P. - (1934) Essais sur la repartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpes Espagnoles. I. Trias; II. - Lias; III. - Jurassique moyen; IV. - Jurassique supérieur. Geol. Médit. Occ. vol. 4, nº 2, pp. 11-27.
- FALLOT, P. - (1948) Les cordillères bétiques. Est. Geol. vol. 8, pp. 83-172.
- FAURA y SANS, M. - (1919) Una nova especie d'equinit del Triassic de la provincia de Tarragona. Bull. Inst. Cat. Hist. Nat. vol. XIX, pp. 122-123.
- FAUST, G. T., HATHAWAY, J. C. y MILLOT, G. - (1959) A restudy of stevensite and altered minerals, Amer. Min. vol. 44, pp. 342-370.
- FINATON, C. - (1934) Les dépôts lagunaires et le gypse du Bassin Parisien. Rev. Geog. Phys. Geol. Min. vol. 7, pp. 357-378.
- FINATON, C. - (1934) La formation des gisements sulfifères. Rev. Geog. Phys. Geol. Dym. vol. 8, pp. 285-303.
- FUCHTBAUER, H. y GOLDSCHMIDT, H. - (1956) Ein Zechsteinanhydrit-Profil mit Einlagerungen von Montmorillonit und einer abweichenden Serpentin-Varietät. Heidelberger Beitr. Min. Petr. vol. 5, pp. 187-203.

- FUCHTBAUER, H. y GOLDSCHMIDT, H. - (1959) Die Tonminerale der Zechsteinformation. Beitr. Min. Petr. vol. 6, pp. 325-345.
- GALAN HUERTOS, E. - (1972) Estudio mineralógico, genético y técnico de caolines españoles. Tesis doctoral. Univ. Madrid.
- GARCIA DUEÑAS, V. - (1967) La zona subbetica al Norte de Granada. Tesis Doctoral. Univ. Granada.
- GIESEKING, J.E. - (1949) Adv. Agron. vol. 1, pp. 159.
- GONZALEZ MARTINEZ, J., FENOLL HACH-ALI, P. y MARTIN VIVALDI, J. L. - (1970) Estudio de niveles arcillosos del Trias alpujarride. Bol. Inst. Geol. Min. de España. T. vol. LXXXI-VI, pp. 620-629.
- GRIFFIN, G.M. y INGRAM, R.L. - (1955) Clay minerals of the Neuse river estuary. Journ. Sedim. Petrol. vol. 25, pp. 194-200.
- GRIFFIN, J.J. y JOHNS, W.D. - (1958) Clay minerals composition of sediments of the Mississippi river and major tributaries. Bull. Soc. Geol. Amer. vol. 69, pp. 1574.
- GRIM, R.E., BRAY, R.H. y BRADLEY, F.W. - (1937) The mica in argillaceous sediments. Amer. Min. vol. 22, pp. 813-829.
- GRIM, R.E., DIETZ, R.S. y BRADLEY, W.F. - (1949) Clay mineral composition of some sediments from the Pacific Ocean of the California and the Gulf of California. Bull.

Geol. Soc. Amer. vol. 60, pp. 1785-1808.

GRIM, R. E. y JOHNS, W. D. - (1954) Clay mineral investigations of sediments in the northern Gulf of Mexico. Clays and Clay Min. 2nd Nat. Conf. 1953, pp. 81-103.

GRIM, R. E. - (1962) Applied clay mineralogy. Mc. Graw - Hill. New York. 422 pp.

GRIM, R. E. y LONGHMAN, F. C. - (1962) Clay minerals in sediments from Sydney Harbour, Australia. Journ. Sedim. Petrol. vol. 32, pp. 240-248.

GRIMSHAW, R. W. - (1962) Micaceous mineral of Yorkshire Fireclays. Clay Min. Bull. vol. 5, nº 28, pp. 110-127.

GRUNER, J. W. - (1932) The crystal of Kaolinite. Zeitschr. Krist. vol. 83, pp. 75-88.

GRUNER, J. W. - (1934) The crystal structure of talc and pyrophyllite. Zeitschr. Krist. vol. 88, pp. 412-419.

GRUNER, J. W. - (1934) The structure of vermiculites and their collapse by dehydration. Amer. Min. vol. 19, pp. 557-575.

HATHAWAY, J. C. - (1955) Studies of some vermiculite type clay minerals. Clays and Clay Min. 3rd. Nat. Conf. 1954, pp. 74-86.

HENDRICKS, S. B. y JEFFERSON, M. E. - (1938) Structure of vermiculites and mixed vermiculite-chlorites. Amer. Min. vol. 23, pp. 852-862.

- HENDRICKS, S. B. y JEFFERSON, M. E. - (1939) Polymorphism of the micas with optical measurements. Amer. Min. vol. 24, pp. 729-771.
- HENDRICKS, S. B. - (1942) Lattice structure of clay minerals and some properties of clays. Journ. Geol. vol. 50, pp. 276-290.
- HENDRICKS, S. B. y TELLER, E. - (1942) X-ray interference in partially ordered layer lattice. Journ. Chem. Phys. vol. 10, pp. 147-167.
- HEY, M. H. - (1954) A new review of the chlorites. Ming. Mag. vol. 30, pp. 277-292.
- HOFMANN, V., ENDELL, K. y WILM, D. - (1933) Kristal Struktur und Quellung von Montmorillonit. Zeitschr - Krist. vol. 86, pp. 340-348.
- HUERTAS, F., LINARES, J. y MARTIN VIVALDI, J. L. - (1970) Clay Minerals Geochemistry in basic sedimentary environments. Reunión Hispano Belga de Minerales de la Arcilla. Madrid 1970.
- HUMMEL, K. - (1962) Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (-submarine Gesteinszersetzung). Geol. Rundesch. vol. 13, pp. 40-81-97-136.
- JACKSON, W. W. y WEST, J. - (1931) The crystal structure of muscovite. $K.Al_2(Al.Si_3)O_{10}(OH)_2$. Zeitschr. vol. 76. pp. 211-227.
- JACKSON, W. W. y WEST, J. - (1933) The Crystal structure of muscovite. $K.Al_2(Al.Si_3)O_{10}(OH)_2$. Zeitschr. Kryst.

vol. 85, pp. 160-164.

JACKSON, M. L., TYLER, S. A., WILLIS, A. L., BAURBEAU, G. A. y PENNINGTON, R. P. - (1948) Weathering sequence of clay - size minerals in soils and sediments. (1) Fundamental generalizations. J. Phy. Coll. Chem. vol. 52, pp. 1237-1260.

JACKSON, M. L., HSEUNG, Y., COREY, R. B., EVANS, E. J. y VANDEN HEUREL, R. C. - (1952) Weathering sequence of clay-size minerals in soils and sediments: II Chemical weathering of layer silicates. Proc. Soil. Sci. Soc. Amer. vol. 16, pp. 3-6.

JACKSON, M. L. y Col. - (1954) Some analyses of soil montmorin, vermiculite, mica, chlorite and interstratified layer silicates. Clays and Clay Min. 2nd Nat. Conf. 1953, pp. 218-240.

JACKSON, M. L. - (1959) Frequency distribution of clay minerals in major great soil groups as related to the factors of soil formations. Clays and clay Min. 6th Nat. Conf. 1957, pp. 133-143.

JOHNS, W. D. y GRIM, R. E. - (1958) Clay mineral composition of recent sediments from the Mississippi River Delta. Journ. Sedim. Petrol. vol. 28, pp. 186-199.

JOHNSTONE, A. - (1889) On the action of pure water and of water saturated with carbonic acid-gas, on the minerals of the mica family. Quat. Journ. Geol. Soc. vol. 45, pp. 363.

- JULIVERT, J., TRUYOLS, J. y GARCIA-ALCALDE, J. - (1971)
Mapa Geològico de España. E. 1:200.000. Hoja
nº 3 IGME.
- KARRENBERG, H. - (1934) Die postrarische Eutwicklung des Kan-
tabro - asturischen Gebirges (Nordwestpanien)
Beiträge zur Geologie der West Mediterrangebiete.
(Berlin).
- KARRENBERG, H. - (1934) La evolució postriasica de la Cordi-
llera Cantabro - asturica. Publ. Extr. Geol. Esp.
vol. III, pp. 104-224.
- KLUBER, B. - (1961) Sur quelques interestratifies irreguliers mi-
ca-montmorillonite. Bull. Servi. Carte Geol. D'Als.
et Lor. Tomo 14, Fasc. 4, pp. 173.
- KRUMM, H. - (1969) A scheme of clay mineral stability in sediments
based on clay mineral distribution in Triassic sedi-
ments of Europe. Procc. Inter. Clay Conf. Tokyo,
Japan, 1969, vol. 1, pp. 313.
- LAPPARENT, J. de. - (1938) Défense de l'attapulгите. Bull. Soc.
Fr. Min. vol. 61, pp. 253-283.
- LIPPMANN, F. - (1959) Clay minerals from the róth member of the
triassic near Göttingen (Germany). Journ. Sedim.
Petrol. vol. 26, pp. 125-129.
- LIPPMANN, F. - (1959) Corrensit in Hintze-Chudoba. Hand. der
Mineralogie, de Gruyter. Berlin. vol. 2. pp. 688-691.
- LONGCHAMBON, H. - (1937) Sur certaines caracteristiques de la
sèpiolite d'Ampanrara. Discussion sur la formule

des sepiolites. Bull. Soc. Fr. Min. vol. 60, pp. 232-276.

LOPEZ AGUAYO, F. y CABAILLERO, M. A. - (1972) Los minerales de la Arcilla y su contribución a la diferenciación de facies sedimentarias. VI. Reunión del Grupo Español de Sedimentología. Granada. En prensa.

LOPEZ GARRIDO, A. C. y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. - (1970) Características sedimentarias de la "Formación de Chiclana de Segura". Cuad. Geol. Univ. Granada. vol. T-I, nº 1, pp. 78-92.

LOPEZ GARRIDO, A. C. - (1971) Geología de la zona Prebética, al N.E. de la provincia de Jaén. Tesis Doctoral. Univ. Granada.

LUCAS, J., CAMEZ, T. y MILLOT, G. - (1959) Determination pratique aux rayons X des minéraux argileux simples et interstratifiés. Bull. Serv. Carte Geol. Als. Lor. vol. 12, fasc. 2, pp. 21-31.

LUCAS, J. y BRONNIER, M. - (1961) Evolutions des Argiles sedimentaires dans le bassin triasique du Jura Français. Bull. Serv. Carte Geol. D'Als. - Lor. vol. Tomo 14, fasc. 4, pp. 137.

LUCAS, J. - (1962) La transformations des minéraux argileux dans la sedimentation. Etudes sur les argiles du Trias. Memoires du Service. Carte Geol. Als. y Lor. vol. 23.

LUCAS, J. - (1962) Remarques sur les minéraux argileux interstratifiés

et leur genèse. Coll. Intern. C.N.R.S. 105 "Genèse et synthèse des Argiles". Paris 1961. pp. 177-190.

MAC EWAN, D. M. C. - (1948) Les minéraux argileux de quelques sols écossais. Verres et silic. industr. vol. 13, pp. 41-46.

MAC EWAN, D. M. C. - (1948) A trioctahedral montmorillonite derived from biotite. XVIIIth Intern. Geol. Conf. London. Abstr. pp. 128.

MAC EWAN, D. M. C. - (1949) Some notes on the recording and interpretation of X-ray diagrams of soil clays. Journ. Soil. Science. vol. 1, pp. 90-103.

MAC EWAN, D. M. C., RUIZ AMIL, A. y BROWN, G. - (1961) Interstratified clay minerals, in G. Brown "The X-ray identification and crystal structures of clay minerals". Min. Soc. London. 393-445.

MAGDEFRAU, E. y HOFMANN, H. - (1938) Die kristallstruktur des Montmorillonits. Zeitschr - Krist. vol. 98, pp. 299-323.

MALLADA, L. - (1884) Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén. Bol. Com. Map. Esp. vol. 11, pp. 1-65.

MALLARD, E. - (1878) Sur la bravaisite. Bull. Soc. Fr. Min. vol. 1, pp. 5.

MARCAIS, J. - (1934) Decouverte de fossiles dans le Trias de Prérif. Oriental. Bull. Soc. Sci. Nat. Maroc. vol. 14, pp. 139.

- MARFIL, R. - (1969) Estudio petrogenético del Keuper en el sector meridional de la cordillera Ibérica. Tes. Doct. Univ. de Madrid.
- MARFIL, R., ALONSO, J. J. y GARCIA, M^a C. - (1971) Estudio del material cementante del Trias inferior de la Cordillera Ibérica. Estudios Geológicos. vol. XXVII, pp. 427-439.
- MARTIN POZAS, J. M. - (1968) Análisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por difracción de rayos-X. Tes. Doct. Univ. de Granada.
- MARTIN POZAS, J. M., GALAN, E. y MARTIN VIVALDI, J. L. - (1971) Il giacimento di caolino de Jove (Lugo) Spagna. Atti del I^o Congresso Nazionale del Gruppo Italiano dell'AIPEA. Venezia-Faenza, pp. 89-109.
- MARTIN VIVALDI, J. L. y CANO RUIZ, J. - (1953) Spanish sepiolites. An. Edaf. Fisiol. veg. vol. 12, pp. 827-855.
- MARTIN VIVALDI, J. L. y MAC EWAN, D. - (1960) Corrensite and swelling chlorite. Clay Min. Bull. vol. 4, nº 24.
- MARTIN VIVALDI, J. L. y SANCHEZ CAMAZANO, M. - (1961) A dioctahedral clay vermiculite in a soil from Saucedilla Salamanca. Clay Min. Bull. vol. 4, pp. 299-306.
- MARTIN VIVALDI, J. L. y RODRIGUEZ GALLEGO, M. - (1961) Some problems in the identification of clay minerals in mixtures by X-ray diffractions II Chlorite, swelling chlorite and montmorillonite. (1961) Clay Min. Bull. vol. 4, nº 26, pp. 293-298.

- MARTIN VIVALDI, J. L., CABALLERO, M. A. DE LA CALLE, M. y LHENAFF, R. - (1971) Estudio mineralógico de los niveles arcillosos del Polje de Zafarraya (Granada) España. *Estud. Geol.* vol. XXVII, pp. 137-144.
- MARSHALL, C. E. - (1935) Layer-Lattices and base exchange clays. *Zeitschr. Krist.* vol. 91, pp. 433-449.
- MATHIESON, A. M. y WALKER, G. F. - (1954) Crystal structure of magnesium-vermiculite. *Amer. Min.* vol. 39, pp. 231-255.
- MATHIESON, A. M. - (1958) Mg-vermiculite: a refinement and re-examination of the crystal structure of the 14, 36 A phase. *Amer. Min.* vol. 43, pp. 216-227.
- MATHIESON, A. M., RADOLOVICH, E. W. y WALKER, G. F. - (1959) Accuracy in structure analysis of layer silicates. *Acta Cryst.* vol. 12, pp. 937-938.
- MAUGUIN, C. - (1928) Etude des micas au moyen des rayons-X. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.* vol. 51, pp. 285-332.
- MAUGUIN, C. - (1930) La maille cristalline des chlorites. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.* vol. 53, pp. 279-300.
- MC MURCHY, R. C. - (1934) The crystal structure of the chlorite minerals. *Zeitschr. Krist.* vol. 8, pp. 420-432.
- MERING, J. - (1949) L'interference des rayos X dans les systèmes à stratification désordonnée. *Acta Cryst.* vol. 2, pp. 371-377.

- MILNE, I. H. y EARLY, J. W. - (1958) Effect of source and environment on clay minerals. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. vol. 42, pp. 328-338.
- MILLOT, G. - (1949) Relations entre la constitution et la genèse des roches sedimentaires argileuses. Thèse Sci. Nancy et Geol. Appl. Prospec. Min. 2, nº 2,3,4, pp. 1-352.
- MILLOT, G., PERRIAUX, J. y LUCAS, J. - (1961) Signification climatique de la couleur rouge des gres permo-triasique Vosges et des grandes senes detritiques rouges. Bull. Serv. Cart. Geol: Als. et Lor. Tomo 14, fasc. 4, pp. 91.
- MILLOT, G. - (1964) Geologie des Argiles. Masson et Cie. Edit. Paris.
- MITCHELL, W. A. - (1955) Review of the mineralogy of Scottish soil clays. Journ. Soil Science. vol. 16, pp. 94-98.
- MUÑOZ, M. y ALEXANDRE, V. - (1957) The mica minerals. Cap. VI de "The differential thermal investigation of Clays". Machenzie Ed. Mineralogical. Soc. London.
- MURRAY, H. H. y LEININGER, R. K. - (1956) Effect of weathering on clay minerals. Clays and Clay Min. 4th Nat. Conf. 1955, pp. 340-347.
- NAGELSCHEMIDT, G. - (1944) Illite and bravaisite. Min. Mag. vol. 27, pp. 59-61.
- NAGY, B. y BRADLEY, W. F. - (1955) The structural scheme of sepiolite. Amer. Min. vol. 40, pp. 885-892.

- NELSON, B. W. - (1960) Clay mineralogy of the bottom sediments. Rappahannock Rive, Virginia. Clays and Clay Min. 7th Nat. Conf. 1958. pp. 135-148.
- NEWNHAM, R. E. y BRINDLEY, G. W. - (1956-1957) Structure of dickite. Acta Cryst. vol. 9 y 10, pp. 759-764 y 88.
- OCHSENIUS, C. - (1877) Die Bildung der Stein solzlager und ihrer Muttelangensalze. Halle. Ed. pp. 172.
- ORCEL, J. - (1927) Recherches sur la composition chimique des chlorites. Bull. Soc. Fr. Min. vol. 50, pp. 75-426.
- ORCEL, J., CAILLERE, S. y HENIN, S. - (1952) Nouvel essai de classification des chlorites. Min. Mag. vol. 29, pp. 329-340.
- PATAC, I. - (1956) La Geología del Litoral Asturiano y su importancia industrial. Estudios originales del Permiano y del Hullero superior de España. Bol. Inf. Inst. Nal. Carbón. nº 27, pp. 107-123.
- PAULING, L. - (1930) Structures of micas and related minerals. Proc. Nat. Acad. Sci. vol. 16, pp. 123-129.
- PAULING, L. - (1930) The structure of the chlorites. Proc. Nat. Acad. Sci. vol. 16, pp. 578.
- PEÑA DE LA, J. A. - (1972) Estudio petrogenético del Muschelkalk de la Cordillera Iberica. Tes. Doct. Univ. de Madrid.
- PERRIAUX, J. - (1961) Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. Mem. Serv. Cart. Geol. Als. Lor. vol. 18, pp. 236.
- PETERSON, M. N. A. - (1961) Mineral assemblages from evaporitic

rocks in the system MgO , CaO , Al_2O_3 , SiO_2 , CO_2 , H_2O . Abst. Prog. Ann. Meetgs. pp. 121-A.

- PETERSON, M. N. A. - (1962) The mineralogy and petrology of upper mississippian carbonate rocks of the Cumberland plateau in Tennessee. Journ. Geol. vol. 70, pp. 1-31.
- PETRUK, W. - (1964) Determination of the heavy atom content in chlorite by means of the X-ray diffractometer. Amer. Min. vol. 19, pp. 61-71.
- PINSAR, A. P. y MURRAY, H. H. - (1960) Regional clay mineral patterns in the Gulf of Mexico. Clay and Clay Min. 7th Nat. Conf. 1958, pp. 162-178.
- POWER, M. C. - (1957) Adjustment of land derived clays to the marine environment. Journ. Sedim. Petrol. vol. 27, pp. 355-372.
- POWER, M. C. - (1959) Adjustment of clays to chemical change and the concept of the equivalent level. Clays and Clay Min. 6th Nat. Conf. 1957, pp. 309-326.
- RADOSLOVICH, E. W. - (1960) The structure of muscovite. $\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. Acta Cryst. vol. 13. pp. 919-932.
- RIBA, O. - (1959) Estudio Geológico de la Sierra de Albarracín. Mongr. Inst. "Lucas Mallada" nº 16 C. S. I. C. pp. 283.
- RICOUR, J. - (1959) Stratigraphie du Trias de Paris. Bull. Soc. Geol. Fr. vol. 1, pp. 3-13.
- RICOUR, J. - (1962) Contribution à une révision du Trias français. Mem. Carte Geol. Detail. France. sous presse.

- RICH, C. I. y OBENSHAIN, S. S. - (1955) Clay mineral properties of a soil. *Proc. Soil Sci. Soc. Amer.* vol. 19, pp. 334-339.
- RICHTER, G. y TEICHMULLER, R. - (1933) Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. *Abh. der Ges der Wiss. zu Göttingen Math. Phys. Klasse F.* vol. 7, 118, pp. 1067-86.
- ROSS, C. S. y HENDRICKS, S. B. - (1945) Minerals of the montmorillonite group. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.* nº 205-B.
- ROSS, S. - (1960) Review of the relationships in the montmorillonite group of clay minerals. *Clays and Clay Min.* 7th Nat. Conf. 1958, pp. 225-230.
- RUIZ AMIL, A., RAMIREZ GARCIA, A. y MAC EWAN, D. - (1965) Curvas de difracción de rayos-X para el análisis de estructuras interestratificadas. *Dep. Quím. Inor. C.S.I.C. Madrid.*
- SANCHEZ CELA, C. - (1971) Estudio geológico del Trias del borde prebético (Linares-Alcaraz). *Estudios Geológicos.* vol. XXVII, nº 3, pp. 213-238.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L. y AGUEDA VILLAR, J. A. - (1970) Paleogeografía del Triásico en el Sector occidental de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos.* vol. XXVI, pp. 423-430.
- SCHMIDT, E. R. y HEYSTEK, H. - (1953) Saponita from Krugersdorp. *Miner. Mag.* vol. 30, pp. 201-210.

SCHMEHL, W. R. y JACKSON, M. L. - (1956) Interstratification of layer silicates in soil clays. *Clays and Clay Min.* 4th Nat. Conf. 1955, pp. 423-428.

SCHULTZ, L. G., SHEPARD, A. O., BLACKMON, P. D. y STARKEY, H. C. - (1971) Mixed - Layer kaolinite-Montmorillonite from the Yucatàn Peninsula, Mexico. *Clays and Clay Min.* vol. 19, pp. 137-150.

SIFFERT, B. - (1962) Quelques réactions de la silice en solution. La formation des argiles. *Mem. Serv. Cart. Geol. d'Alsace et Lorraine.* vol. 21,.

SLOSS, L. L. - (1953) The significance of evaporites. *Journ. sedim. Petrol.* vol. 23, pp. 143-161.

SMITH, J. V. y YODER, H. S. - (1956) Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs. *Min. Mag.* vol. 31, pp. 209-235.

SMOOT, T. W. - (1960) Clay mineralogy of Pre-Pennsylvanian sandstones and shales of the Illinois Basin. Art. I. Relation of permeability to clay mineral suites. *Illinois State Geol. Surv. Circular* 286, 20 p.

• STEINFINK, F. - (1958) The crystal structure of chlorite. I. A. monoclinic polymorph. II. A. Triclinic polymorph. *Acta. Cryst. II act. Cryst.* vol. 11, II, 11, pp. 191-195-195-198.

STEVENS, R. E. - (1942-45) A system for calculating analyses of micas and related minerals to end members. *Geol. Surv. Bull.* vol. 950, pp. 101-113.

- SUDO, T. - (1943) Hydrous silicates. Bull. Chem. Soc. Japan, vol. 18, pp. 281-329.
- TAKEUCHI, Y. y SADANAGA, R. - (1959) The crystal structure of xanthophyllite. Acta Cryst. vol. 12, pp. 945-46.
- TOOKER, E. W. - (1962) Clay minerals in rocks of the lower part of the Oquirrh formation, Utah. Clays and Clay Min. 9th Nat. Conf. 1960, pp. 355-365.
- TSCHERMAK, G. - (1890-1891) Die chloritgruppe. S. B. Akad. Wiss. Wien. 99. Abt. I et 100, Abt. I, pp. 29, 107-174-266.
- VIRGILI RODON, C. - (1958) El triàsico de los catalanides. Bol. Inst. Geol. Min. de España. vol. LXIX.
- WALKER, G. F. - (1949) The decomposition of biotite in the soil. Min. Mag. vol. 28, pp. 693-703.
- WALKER, G. F. - (1950) Trioctahedral minerals in the soil clays of North East Scotland. Min. Mag. vol. 29, pp. 72-84.
- WALKER, G. F. - (1951) Vermiculite and some related mixed layers, in Brindley, "X-ray identification and structure of the clay minerals". Min. Soc. Great Britain. Monogr. London.
- WALKER, G. F. - (1957) On the differentiation of vermiculites and saponites in clays. Clay Min. Bull. vol. 3, pp. 154-164.
- WALKER, G. F. - (1957) On the differentiation of vermiculites and smectites in clay. Clay Min. Bull. 3, nº 17, pp. 154.

- WALTHER, J. - (1900) Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und vorseit. Berlin - 2^o ed. Leipzig (1924).
- WARSHAW, C. M. y ROY, R. - (1961) Classification and a scheme for the identification of layer silicates. Geol. Soc. Amer. Bull. vol. 72, pp. 1455-1492.
- WEAVER, C. E. - (1956) The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks. Amer. Min. vol. 41, pp. 202-221.
- WHITEHOUSE, U. G. y MAC CARTER, R. S. - (1958) Diagenetic modification of clay mineral types in artificial sea water. Clays and Clay Min. 5th Nat. Conf. 1956. pp. 81-119.
- WHITTIG, L. D. y JACKSON, M. L. - (1955) Interstratified layer silicates in some soils of northern Wisconsin. Clays and Clay Min. 3 rd. Nat. Conf. 1954. pp. 322-336.
- WHITTIG, L. D. y JACKSON, M. L. - (1956) Mineral content and distribution as indexes of weathering in the Omega and Ahmeek soils of northern Wisconsin. Clays and Clay Min. 4th Nat. Conf. 1955, pp. 362-371.
- WINCHELL, A. N. - (1925) Studies in the mica group. Am. Journ. Sci. vol. 9, pp. 309-27 y 415-30.